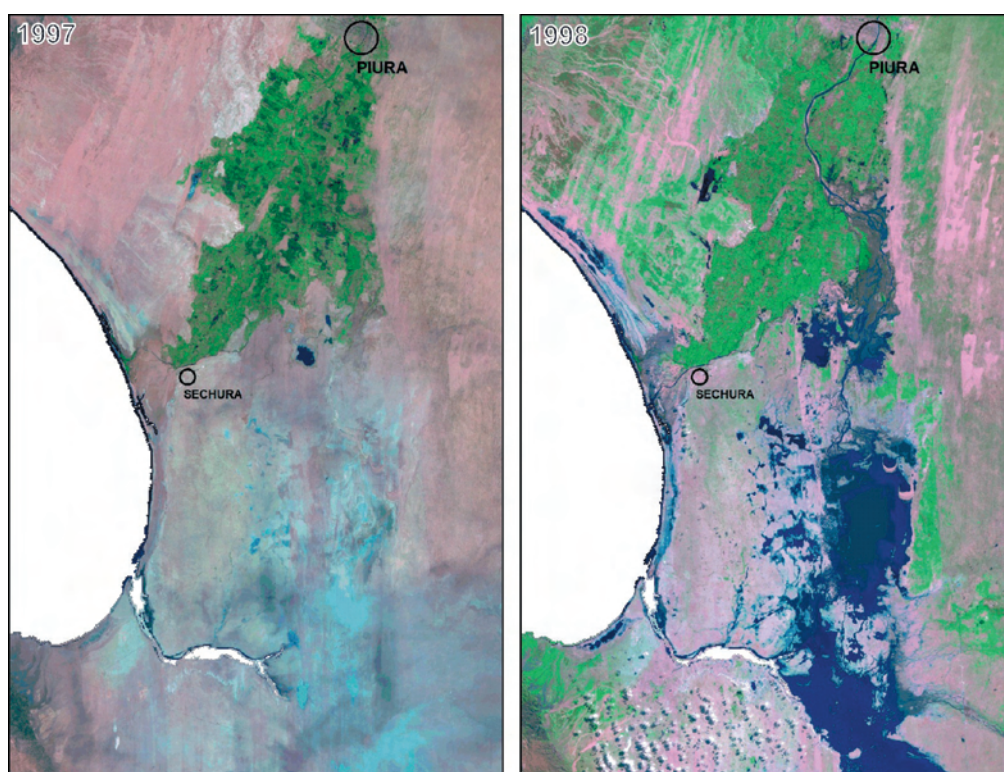




Evaluación de las condiciones geomorfológicas e hidrogeológicas de las Cuencas bajas del Río Piura y Río Chira para mitigar factores ambientales que restringen el desarrollo social y económico de las regiones

Reporte final



Jefe del proyecto: Michal Rajchl

Coautores: Tomáš Hroch, Veronika Kopačková, Ondřej Nol, Daniel Nývlt, Helena Ptáčková, Zuzana Skácelová, Jiří Šebesta, Jiří Vancl, Jan Vít

Servicio Geológico Checo | Czech Geological Survey

Klárov 131/ 3, 118 21 Praha 1, Tel.: (+420) 257 089 500, Fax (+420) 257 531 376
www.geology.cz

Praha 2010

Contenido

1. INTRODUCCIÓN	5
2. DESCRIPCIÓN DE LOS MÉTODOS Y PROCESOS UTILIZADOS	8
2.1. Creación de la base topográfica	8
2.2. El análisis geomorfológico y exodinámico	8
2.3. Análisis de datos satelitales multitemporales	9
2.4. Métodos de datación	11
2.5. Análisis de los riesgos naturales	11
2.6. Regionalización ingeniero-geológica	12
2.7. Solución de medidas de prevención contra inundaciones	13
2.8. Estudio hidrogeológico del área	14
2.9. Modelación matemática del rebalaje de agua subterránea	14
3. EL ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y EXODINÁMICO	15
3.1. El desarrollo geológico y estructural de una área más amplia	15
3.2. Mapa geomorfológico 1:100,000 - leyenda con comentarios	23
4. SISTEMAS FLUVIALES DEL DESIERTO SECHURA	49
4.1. Característica del río Piura	51
4.2. Reconstrucción del desarrollo del río Piura	53
4.3. Prognosis del comportamiento del río Piura	68
4.4. Característica del río Chira	71
4.5. Reconstrucción del desarrollo del río Chira	76
4.6. Prognosis del comportamiento del río Chira	77
5. ANÁLISIS DE RIESGOS NATURALES	79
5.1. Grupos principales de riesgos naturales	79
5.2. Actividad sísmica	82
6. CARACTERIZACION DE INGENIERIA-GEOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO	88
6.1. Región de piedras rocosas	90
6.2. Región de rocas y suelos siliciclásticas semirocosas	93
6.3. Región de conglomerados bioclásticos marítimos	99
6.4. Región de sedimentos guijosos aluviales fósiles (grava aluvial)	102
6.5. Región de sedimentos de los conos aluviales y de rellenos de las quebradas	104
6.6. Región de sedimentos fluviales recientes y deltoides (llanura fluvial de Piura y Chira)	105
6.7. Región de sedimentos lacustres	107
6.8. Región de sedimentos eólicos	109
6.9. Región de sedimentos playeros	112
7. ESTUDIO DE MEDIDAS CONTRA INUNDACIONES	114
7.1. Estado actual del tramo kms 35–60	115
7.2. Métodos de elaboración de evaluación en el modelo HEC-RAS	117
7.3. Especificación técnica de las soluciones propuestas para aumentar la capacidad del tramo	118
7.4. Evaluación de la medidas propuestas	119
8. ESTRUCTURA HIDROGEOLÓGICA	124
8.1. Definición del área y resumen de las databases de entrada	124
8.2. Litología y estratigrafía	126
8.3. Hidrogeología	126
8.4. Circulación de aguas subterráneas	132
8.5. Calidad de aguas subterráneas y superficiales	135
9. PRUEBAS BASADAS EN MODELO DEL ORIGEN DE RECURSOS NATURALES DE AGUA SUBTERRÁNEA DEL ACUÍFERO INFERIOR	141
9.1. Resultados de la testificación de cada uno de los escenarios	146
9.2. Conclusiones sumarias y plan de trabajos de investigación siguientes	163
10. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	173
11. REFERENCIAS	175

1. INTRODUCCIÓN

La región de Piura pertenece a las regiones agriculturalmente más importantes de Perú que están más afectadas por catástrofes naturales. Las partes más afectadas de la región son las cuencas de los Ríos Chira y Piura. Bajo corrientes condiciones atmosféricas son las partes medias y las partes bajas de las dos cuencas características por un clima semiárido hasta árido trópico y las precipitaciones están relacionadas exclusivamente con las partes altas de las dos cuencas. Unos intermitentes cambios climáticos extremos, causados por las precipitaciones intensas, causan, sin embargo, numerosos daños y pérdidas en la población, en la infraestructura de la producción y economía y dañifican el medio ambiente. Según las tendencias en la dinámica de los procesos naturales, los cuales se manifiestan en esta región, se puede suponer que el riesgo de catástrofes naturales en cada región aumenta y que en los años siguientes serán más frecuentes y más destructivos. El desarrollo social y económico de toda la región de Piura está entonces considerablemente influido por dos factores naturales que están estrechamente relacionados con la situación geográfica y con las condiciones climáticas de cada área: i) el fenómeno El Niño que causa sobre todo inundaciones destructivas y ii) la insuficiencia de agua potable y agua utilitaria, relacionada con el clima árido. Una gran vulnerabilidad de esta región no consiste, sin embargo, solamente en las condiciones climáticas y geológicas, sino también en la capacidad limitada de predecir los riesgos naturales y enfrentar sus consecuencias.

El dado proyecto interdisciplinario de cooperación en desarrollo extranjero incluye los métodos de estudio geomorfológico, geológico e hidrogeológico y está orientado al estudio de las condiciones hidrogeológicas de la cuenca del Río Piura con el objetivo de ayudar a la parte peruana a eliminar el impacto de los principales factores naturales, los cuales limitan el desarrollo económico y social de la región. El objetivo del proyecto es caracterizar los procesos exodinámicos que causan riesgos naturales en la cuenca de los Ríos Piura y Chira y contribuir de esta manera a la reducción del impacto de los catástrofes naturales y a continuación ayudar al gobierno de la región Piura a encontrar nuevos recursos de agua potable y utilitaria.

El objeto de interés representan las áreas de la parte media hasta baja de la cuenca de los Río Piura y Chira en la región Piura al norte de Perú. El área pertenece al territorio del desierto de Sechura (Figura 1.1). Este desierto se extiende entre la costa del Pacífico en el oeste y entre el pie de los Andes en el este. Desde el norte está delimitado por una estribación de los Andes (Lomas Huyanaso), la cual cerca de la ciudad Talara llega hasta el océano. En el sur llega el desierto hasta la ciudad Lambayeque. El desierto forma una estría aproximadamente 280 kms larga y en su parte más ancha, entre Bayovar y Olmos, tiene la anchura de hasta 180 kms. En promedio es sin embargo unos 100 kms ancha o menos. El relieve es generalmente plano y las altitudes oscilan entre el nivel del mar y 150 m.s.n.m. Cerca de la ciudad Bayovar y entre las ciudades La Tortuga y Paita afloran unos macizos resistentes

hasta 500 m.s.n.m. El pie de los Andes y Lomas Huyanaso se elevan hasta más o menos 350 m.s.n.m.



Fig. 1.1. La imagen satelital del Desierto de Sechura

El desarrollo social y económico de toda la región Piura está, con miras a su posición geográfica y las condiciones climáticas, acentuadamente influido ante todo por dos factores naturales: i) fenómeno El Niño e ii) insuficiencia de agua potable y utilitaria.

Fenómeno El Niño

Se trata de una interferencia de la circulación de aire regular que se repite periódicamente y de cambios en el sistema de corrientes oceánicas. Esta interferencia causa procesos excepcionales en la atmósfera que tienen como consecuencia que en la tropical zona costera seca de América del Sur cae durante un periodo relativamente corto una gran cantidad de precipitaciones, las cuales tienen consecuencias catastróficas para la población humana (pobreza, epidemias de enfermedades). En el periodo entre los años 1525 y 1998 fueron averiguados 63 acontecimientos naturales, denominadas hoy en día como El Niño, que tuvieron consecuencias catastróficas para la población humana. Durante los últimos 100 años fueron registrados en total 25 acontecimientos: 2 muy intensos, 9 intensos y 14 intermedios. Las demostraciones del fenómeno El Niño, como la cantidad de precipitaciones y su localización, varían acentuadamente. Durante el fenómeno El Niño 1997–1998 llovió 17 veces más que durante un año normal. Durante este acontecimiento fueron medidas en la parte baja del distrito Morropón las precipitaciones (2.500–4.000 mm) y durante el mismo periodo fue registrada en la ciudad Piura una aportación 55 veces más grande que en el mismo periodo de un año normal. Estas precipitaciones extremas están acompañadas por una baja luminosidad, alta humedad atmosférica, alta humedad de la superficie terrestre, altas temperaturas y por alta oscilación de temperaturas. Los riesgos naturales más importantes que tienen relación con el fenómeno El Niño son extensas inundaciones, erosión intensa, derrumbes rocosos, deslizamientos de tierras y acumulaciones de material. Cada uno de estos procesos tiene consecuencias catastróficas para la salud de la gente, la infraestructura y la economía de la región. Las inundaciones extensas que representan el mayor riesgo natural para la parte media y baja de la cuenca del Río Piura, influyen de manera significativa las vidas de muchas familias, que a menudo tienen que abandonar sus viviendas y las áreas con construida infraestructura de irrigación (canales, pozos, estaciones de bombeo ...).

Insuficiencia de agua

Otro factor más importante que limita de manera significativa el desarrollo de cada área es la insuficiencia de agua potable y utilitaria, necesaria tanto para la producción agraria como para la vida corriente. En las condiciones áridas y semiáridas representan las aguas superficiales una fuente insuficiente, sobre todo por razones de una alta evaporación, una desparejada repartición de las precipitaciones durante el año y su carácter torrencial. Por eso es una potencialmente importante fuente para la urbanización, industria y la agricultura la agua subterránea. Las fuentes de agua subterránea actuales son, sin embargo, insuficientes y durante los años secos están bastante limitadas.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS MÉTODOS Y PROCESOS UTILIZADOS

2.1. Creación de la base topográfica

Para todos los accesos de mapas se elaboró una sencilla base topográfica con el uso de los datos satelitales Landsat TM (USGS), Terra Aster (NASA/JPL) y datos de la interferometría radar SRTM (USGS). El motivo del uso de este método fue un intervalo insuficiente de líneas de nivel de la base topográfica previa.

A base de los datos satelitales Aster (datos multitemporales de la época mayo-junio 2006 y enero-febrero 2007) se creó un mapa satelital con la diferenciación dimensional 15 m, la cual sirvió como la base más actual y más detallada para la orientación en el terreno en el marco del etapa de mapeo. Los datos de altura SRTM con la diferenciación dimensional originaria 90 m fue precisada por medio de la interpolación Spline a la diferenciación 25 m. Del MDE (modelo digital de elevaciones) tal adaptado fueron generadas líneas de nivel con el paso de 10 m. Con el uso de los datos de terreno y de remoto se creó la versión digital de la base de mapa laboral para los aparatos GPS en el terreno. Esta base facilitó de una manera muy importante la orientación en el terreno y simplificó el proceso de planificación y localización de los trabajos en el terreno.

2.2. El análisis geomorfológico y exodinámico

El análisis geomorfológico y exodinámico se basó en la interpretación de las fotos satelitales LANDSAT y ASTER, interpretación de las fotos aéreas del año 1961 y la documentación del terreno. El principal objetivo de los trabajos en el terreno fue averiguar los resultados de la interpretación de los datos de la teledetección de Tierra y la colección de los datos para la creación del modelo del desarrollo de los sistemas fluviales estudiados y para la modelación hidrogeológica. Los principales trabajos en el terreno fueron:

- mapeo de importantes detalles geológicos y geomorfológicos
- documentación detallada de los fenómenos y riesgos más importantes
- documentación detallada de los cuerpos de rocas importantes desde el punto de vista hidrogeológico
- fotodocumentación

Para la clasificación geocronológica del desarrollo geomorfológico del relieve de las cuencas estudiadas fueron datadas las muestras de individuales sedimentos marinos y fluviales. La clasificación geocronológica de estos sedimentos posibilitó en el marco de este análisis reconstruir el desarrollo del relieve de cada área inclusive el desarrollo de los sistemas fluviales de los Ríos Piura y Chira hasta el periodo, para el cual no tenemos datos cartográficos accesibles corrientemente utilizadas para esta reconstrucción.

2.3. Análisis de datos satelitales multitemporales

Gracias al programa NASA de largo tiempo que hace desde principios de los años setenta un regular levantamiento de la superficie de Tierra por el sensor multiespectral LANDSAT, se pueden analizar series de fotos satelitales y observar cambios y el desarrollo de todo el territorio y de los sistemas fluviales durante el tiempo. Para el territorio del Perú de Norte fueron elejidas fotos satelitales archivísticas LANDSAT (cumpliendo la condición de nubosidad mínima) de tal manera, para que pudieran describir lo mejor posible la situación después de importantes fenómenos El Niño que afectaron este territorio desde principios de los años 70. Para ello obtuvimos fotos satelitales LANDSAT de los años 1973, 1984, 1985, 1990, 2000 y 2001, cuando siempre dos escenas eslabonadoras cubren el área de estudio y fotos satelitales ASTER de los años 2006 y 2007. Las fotos ASTER también se utilizaron en el año 2007 para la creación del model de relieve (SRTM DEM). La colección de fotos satelitales fue complementada con fotos de los años 1997, 1998, 1999 y 2008, las cuales, sin embargo, no cumplen la condición de nubosidad mínima, pero a pesar de ello contribuirán a una reconstrucción más exacta de los cambios de desarrollo de todo el área.

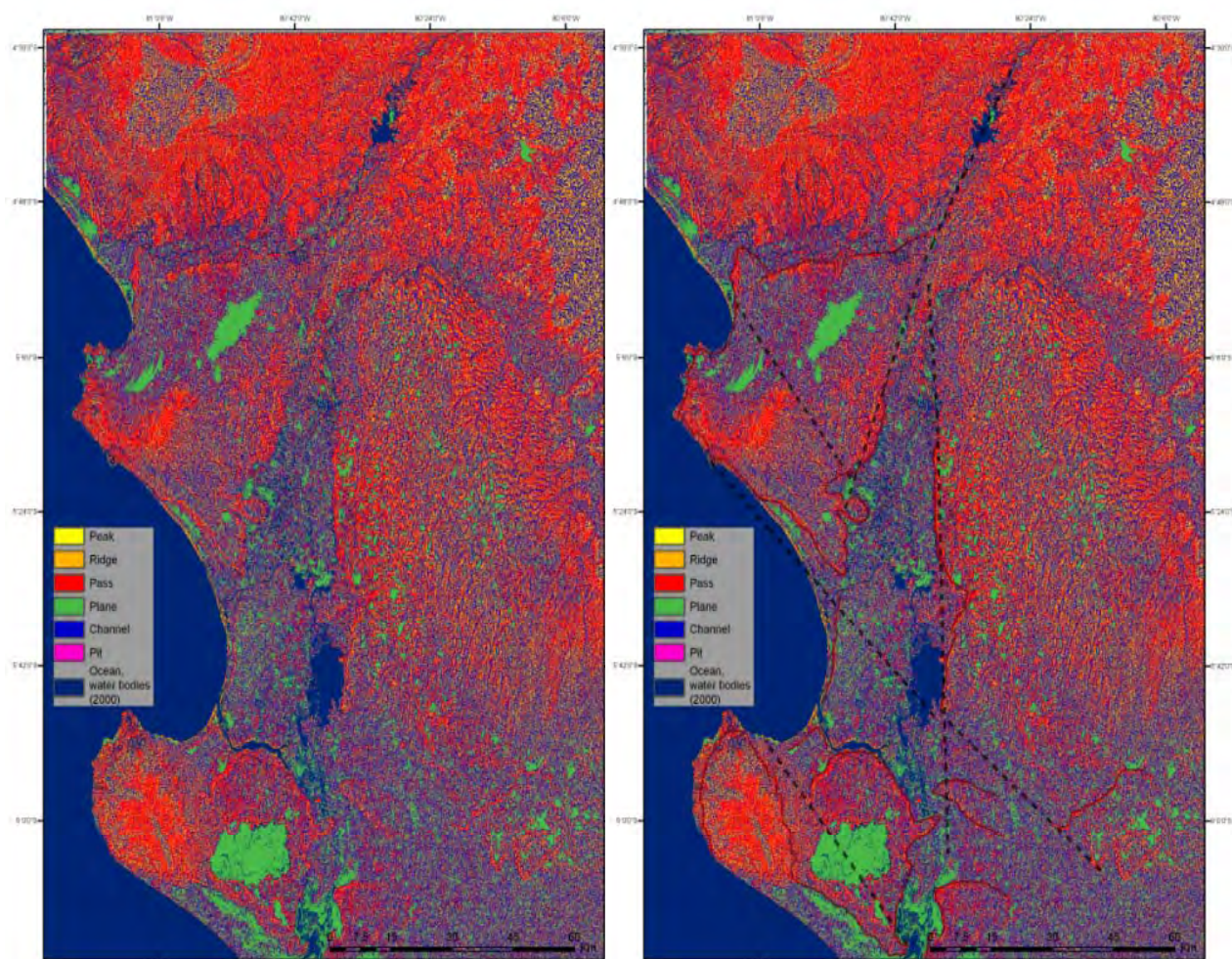


Figura 2.1. Mapa de las formas morfométricas básicas clasificadas (a la izquierda), a la derecha una muestra de interpretación geomorfológica previa (línea articulada la falla supuesta, línea marrón pendiente inclinado).

Del modelo de relieve digital (SRTM DEM) se pueden derivar paramétricamente sencillo elementos del relieve – tipos (cerro, llanura, valle, collado, cumbre y recipiente de agua), por los cuales se puede expresar y cuantificar cada una de las formas morfológicas que se hallan en el terreno. Las diferencias en la presencia de cada uno de los tipos de relieve definen diferentes conjuntos geomorfológicos y procesos, y por eso se puede este tipo de análisis utilizar también para una interpretación geomorfológica más amplia de área estudiada (Bolongaro-Crevenna et al., 2005). La clasificación morfométrica SRTM DEM ofreció una base adecuada para otra interpretación geomorfológica (Figura 2.1).

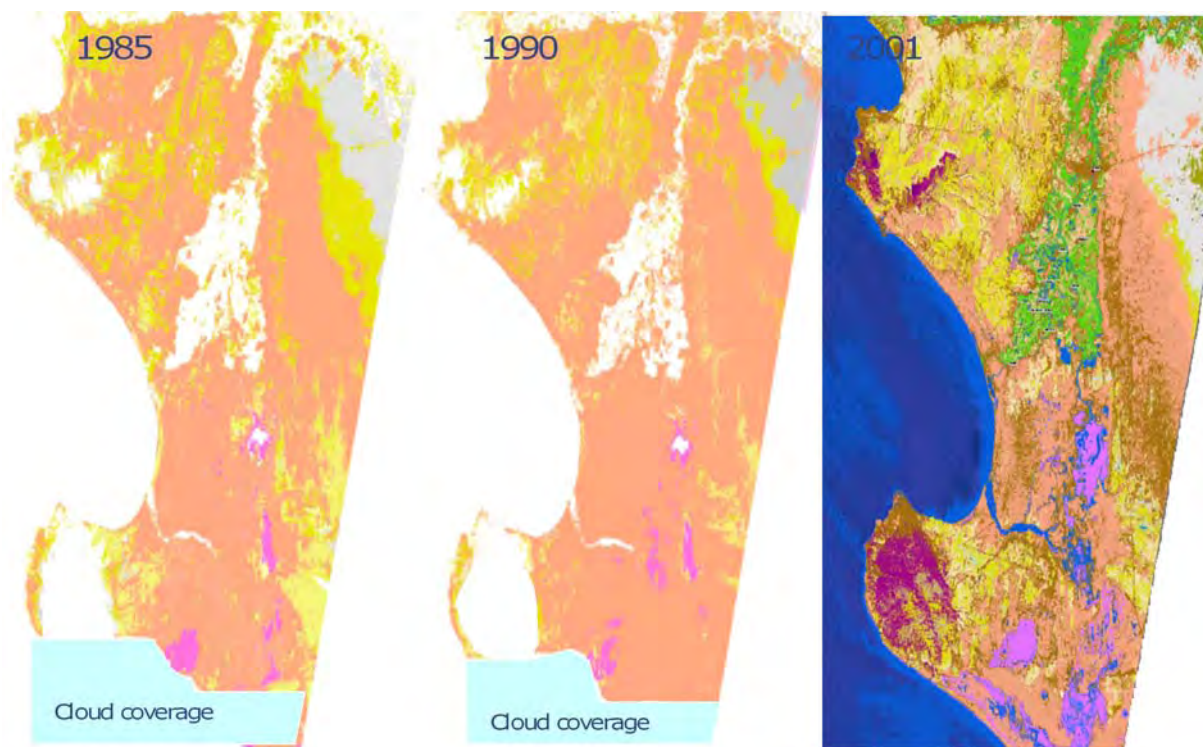


Figura 2.2. Comparación de los tipos clasificados en los años 1985, 1990 y 2000-2001 (sedimentos eólicos – color de piel, sedimentos clásicos – amarillo oscuro, sedimentos eólicos más antiguos – gris, una fina capa de sedimentos eólicos que cubre los sedimentos clásicos – amarillo claro).

Para precisar el análisis geomorfológico se realizó la clasificación de las fotos multitemporales LANDSAT hechas en este año. Estos datos satelitales fueron primero ortorectificados (llamada 3D corrección geométrica) al modelo de relieve digital (SRTM DEM), a continuación siempre dos escenas del mismo o muy cercano periodo, que cubrían superficialmente el área de interés, fueron mosaicados. Antes de la misma clasificaciónse utilizaron las siguientes transformaciones: (a) la cuota de de las bandas TM que sirven para la detección de grupos minerales, (b) transformación de textura de la 5ª banda TM5 „Mean Euclidean Distance“, que acentua los cambios de textura de la superficie. Gracias a este análisis de los datos satelitales archivísticos se hizo posible clasificar las superficies naturales pra los horizontes temporales analizados – creación de cada uno de los mapas “Landcover“. Gracias al procesado uniforme de clasificación fue posible comparar los básicos tipos sedimentarios (sedimentos clásicos y eólicos) y

los cambios en la presencia superficial de estos sedimentos entre (1990) y después de El Niño (1985 y 2000) (Figura 2.2). A continuación se pudieron reconstruir los cambios del transcurso de los lechos de la cuenca baja de los Ríos Chira y Piura, causados por inundaciones desde los años 70.

2.4. Métodos de datación

Para la datación de la edad de las terrazas marinas de acumulación (localmente llamadas tablazos) se utilizaron las conchas de acéfalos marinos de la familia pectinidae (Pectinidae) y ostreidae (Ostreidae), los cuales suelen vivir en los territorios sublitorales hasta litorales y están bien conservadas en este tipo de sedimentos marinos depositados durante el Neogeno y Cuaternario. Para su datación se midió la relación de los isótopos de estroncio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, cuyo contenido cambia en los organismos marinos durante todo el Fanerozoico. Para contar la edad se utilizó el programa LOWESS 3.10 (McArthur et al., 2001). La relación de los datos de estroncio se puede utilizar para una datación adecuada de las conchas de organismos marinos de edad superior a ~0,5 Ma. De los sedimentos fluviales fueron datados trozos de madera, carbonos y conchas de acéfalos de agua dulce provenientes generalmente de las acumulaciones fluviales de las inundaciones. Para la calibración de los años de radiocarbono a los años corrientes fue utilizado para la edad <46 ka el set IntCal09 (Reimer et al. 2009). Las fechas de radiocarbono calibradas y no calibradas se presentan con respecto a la actualidad (BP, convencionalmente con respecto al año 1950 AD) o en los años de la era cristiana (AD).

El resultado de este análisis es el mapa geomorfológico y exodinámico y el texto en este informe dedicado al desarrollo geomorfológico de este área.

2.5. Análisis de los riesgos naturales

La compilación del mapa se basó en el análisis de las fotos satelitales y aéreas, y de los mapas topográficos accesibles. El primer paso para crear un mapa del aprovechamiento del territorio fue la clasificación del área de interés y sus alrededores desde el punto de vista del comportamiento espectral de diferentes tipos de superficie. Con el uso de este método se formó el mapa *Landcover*. Para este mapa se utilizaron dos escenas de datos multiespectrales Landsat (diferenciación espacial 30 mts, fecha – febrero/2001). Ambas escenas fueron primero adaptadas radiométricamente para poder formar el llamado mosaico sin costura. Después se hizo la transformación de seis bandas ópticas y de una termal calculando así los componentes principales (PCA) y los componentes principales nuevamente calculados fueron a continuación clasificados por la llamada clasificación no supervisada. Este método usa para el mismo cálculo los algoritmos definidos, a base de los cuales se investiga la capacidad de los píxeles de formar montones. Los píxeles de una clase están en el espacio de más dimensiones cerca, mientras que

los píxeles de superficies diferentes se diferencian por su comportamiento espectral y son bien separables. Si ajustamos bien los parámetros podemos averiguar hasta diferencias muy finas en el comportamiento espectral y diferenciar así diferentes superficies. Después de la clasificación no supervisada sigue llamada clasificación basada en contenido, la cual con el uso del método de cálculo de la distancia inversa ponderada (total weighted inverse distance) elimina el llamado efecto „pimienta y sal“ causado por la variación de contenido de algunos píxeles particulares. La delimitación de las áreas de riesgo se basó en la confrontación de los resultados del estudio exodinámico.

El mapa del aprovechamiento del territorio y de áreas de riesgo se puede utilizar de manera óptima gracias a la diferenciación de los datos originarios a escala 1:100 000 (en el límite a escala 1:50 000). El objetivo de este mapa es la identificación de áreas con alta ocurrencia de riesgos naturales (inundaciones, erosión, acumulación). El mapa sirve como un conjunto de informaciones de entrada en caso de definición de conflictos de intereses para el aprovechamiento del territorio y para la decisión (recomendación) de una detallada investigación de los fenómenos negativos o para la toma de medidas reformativas.

2.6. Regionalización ingeniero-geológica

El objetivo de la regionalización ingeniero-geológica fue la creación de un modelo simplificado del ambiente geológico, el cual tiene en cuenta la característica ingeniero-geológica de las rocas, del relieve y de fenómenos geodinámicos. Este modelo se presenta en forma de un mapa de IG regiones. La regionalización se hizo con el uso de los análisis de datos de teledetección de tierra, análisis geomorfológico y exodinámico, estudio de mapa geológico y documentación de terreno. Durante la documentación de terreno se estudió macroscópicamente el carácter de cada uno de los tipos de rocas en numerosos afloramientos y descubrimientos. También se realizaron trabajos técnicos como – pozos excavados y bombeados.

En el área estudiada fueron delimitadas 9 IG regiones. En la región de los sedimentos fluviales y deltoides fueron delimitadas dos subregiones. Las regiones son territorios con la misma o muy parecida litología y con parecidas propiedades geotécnicas (Tab. 2.1).

<p>Permeabilidad(m.s⁻¹)</p> <ul style="list-style-type: none"> - fuertemente permeable - poco permeable - débilmente hasta levemente permeable
<p>Rompimiento</p> <ul style="list-style-type: none"> - muy bien rompible (por el tractor pala) - bien rompible (por la excavadora) - difícilmente hasta muy difícilmente rompible (por la excavadora, por explosivos)
<p>Compresibilidad</p> <ul style="list-style-type: none"> - muy compresible, incompacto - compresibilidad intermedia - casi incompresible, compacto
<p>Grado de firmeza de rocas (firmeza en presión ordinaria)</p> <ul style="list-style-type: none"> - alto (nad 50 MPa) - intermedio (15–50 MPa) - bajo (pod 15 MPa)
<p>Grado de meteorización y alteración</p> <ul style="list-style-type: none"> - sano (hasta 3%) - poco alterado (3–35%) - fuertemente alterado hasta descompuesto (> 35%)
<p>Adecuación de la región para la construcción (se evalúa la tierra de fundamento)</p> <ul style="list-style-type: none"> - inadecuada - adecuada con condición - adecuada

Tab.2.1. Propiedades geotécnicas de rocas.

2.7. Solución de medidas de prevención contra inundaciones

Los trabajos que tienen referencia a las medidas contra las inundaciones fueron enfocados al *Puente de Independencia* que representa una de las construcciones viales más importantes en el curso bajo del Río Piura y está amenazado por procesos fluviales. En el marco del proyecto se elaboraron sugerencias de la protección de esta construcción ante las inundaciones. Cada uno de los proyectos técnicos están presentados en forma de estudios elaborados con el programa AutoCAD. Una parte de las capacidades se dedicó a la colección de datos accesibles para poder crear un modelo hidráulico de del rebalaje del Río Piura en su parte inferior entre la ciudad Piura y Laguna Ramón. Los métodos detallados están descritos en el capítulo 7.

Todos los trabajos se basaron en una detallada investigación de terreno y a continuación en el mapa de las áreas de riesgo y del aprovechamiento del territorio. Para la elaboración de estudios contra las inundaciones fueron imprescindibles las informaciones de los expertos locales y las experiencias de la gente que vive en las áreas amenazadas sobre el nivel de agua durante las inundaciones y la extensión de las inundaciones. Los parámetros técnicos de los proyectos se basan también en la

característica ingeniero-geológica del área (la fundación de la construcción inferior) y datos hidrológicos (extensión y altura de las medidas).

2.8. Estudio hidrogeológico del área

El estudio hidrogeológico del área se basó en los principios del mapeo hidrogeológico cuyo objetivo fue la delimitación de los colectores y aisladores y el coleccionamiento de informaciones de punto sobre las fuentes, niveles de agua subterránea, pozos excavados o bombeados etc. Los datos obtenidos se usaron para la creación de un mapa hidrogeológico. Durante el proyecto se midió la conductividad de todos los recursos acuíferos naturales en cada área. Los datos obtenidos fueron detalladamente analizados y utilizados para la estimación de calidad de aguas estudiadas. En el marco de la característica hidrogeológica se crearon 6 escenarios del origen de agua subterránea en cada área.

2.9. Modelación matemática del rebalaje de agua subterránea

A base de todos los datos accesibles y de todas las informaciones se creó un modelo matemático del rebalaje de aguas subterráneas, el cual elabora de manera compleja los conocimientos de la investigación geológica e hidrogeológica. Para el cálculo del rebalaje de agua subterránea se utilizó el modelo de flujo MODFLOW (Harbaugh y McDonald 1996). MODFLOW es un modelo de 3 dimensiones basado en el método diferencial. El área modelada se divide primero verticalmente en estratos y dentro de estos estratos se definen los elementos con base rectangular. En el área modelada se pueden definir recursos y extracciones de agua como los pozos, recursos areales de precipitaciones, evapotranspiración, pozos bombeados, drenajes y los cursos. La ventaja del modelo es la estructura modular, cuando además del programa principal existe una gran cantidad de programas independientes que solucionan cada uno de los problemas parciales. El modelo matemático redactado sirve como un instrumento para la sugerencia de un óptimo aprovechamiento de aguas subterráneas.

3. EL ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y EXODINÁMICO

El principal resultado del análisis geomorfológico y exodinámico es el mapa geomorfológico complementado por una leyenda explicativa, la cual incluye tres grupos básicos de unidades geomorfológicas y formas de relieve que se hallan en cada área: i) *unidades y formas estructurales y tectónicas*, ii) *unidades y formas de denudación*, iii) *unidades y formas de acumulación*. La parte del texto está redactada como un sinóptico desarrollo tectónico, paleográfico y geomorfológico de cada área durante el Cenozoico y como una leyenda comentada del mapa geomorfológico de todo el área estudiada. La descripción de cada una de las entradas de la leyenda está añadida por un resumen de los principales procesos de riesgo, relacionados con cada unidad exodinámica o forma del relieve y por típicos ejemplos fotográficos de cada forma de relieve.

3.1. El desarrollo geológico y estructural de una área más amplio

El desarrollo cenozoico geomorfológico del área estudiada está influido por procesos que se producen cerca del límite convergente de la placa oceánica Nazca y de la placa continental sudamericana. Al borde oriental de la placa oceánica Nazca subduce la corteza oceánica bajo la corteza continental de la placa sudamericana creando así la fosa de Perú-Chile y la cadena montañosa de los Andes.

La actual placa oceánica Nazca es un descendiente relativamente joven (desde el Oligoceno) de la placa anterior más extensa Farallon, la cual subducía desde el Jurásico a lo largo de la costa occidental de ambas Américas desde Canadá hasta el norte de la actual península Antártica. Se desintegró durante el Paleogeno y no casualmente empezaron a formarse como consecuencia de una subducción más rápida de la placa Nazca (hasta 15 cmts/año) los Andes (Somoza, 1998). El área del Altiplano llegó hasta la altitud de montañas altas al pleno principio del Mioceno y la elevación de las montañas hacia el norte siguió más tarde, las áreas de los Andes al norte de Perú atravesaron la altitud de 2 kms primero en el Plioceno (Thouret et al., 2007; Picard et al., 2008). Además de los restos de la placa Farallon y de la placa Nazca hay en el este del territorio otras placas oceánicas como la placa Juan de Fuca junto a la costa occidental de América del Norte, la placa Cocos y la placa Carílica en la parte central de ambos continentes americanos y la placa Scotia al borde meridional de la placa Sudamericana (Véase fig. 3.1.). Las velocidades del movimiento de la placa Nazca hacia el este disminuían continuamente durante la historia, sin embargo, su velocidad actual (5–7 cmts/año) es todavía muy alta.

La placa subduciente Nazca está dividida por una densa red de fallas transformes, las cuales la dividen en varios segmentos parciales con diferente inclinación de la subducción (Hasegawa y Sacks, 1981). El segmento peruano que delimita los Andes Centrales desde la cresta Carnegie en el norte hasta el cerro Nazca en el sur, es decir, entre 2–15° de latitud meridional, tiene muy baja inclinación de subducción (<10°) y no tiene volcanismo joven cuaternario (Barazangi y Isacks, 1976). Por eso se diferencia dramáticamente del segmento ecuatoriano y sudperuano-chileno, donde la corteza oceánica subduce bajo ángulos 25–30° y hay numerosos volcanes activos (Barazangi y Isacks, 1976). Gracias a esto ni la parte peruana de la fosa Perú-Chile no llega a tales profundidades, como máximo 6.601 mts en comparación con más de 8 kms profundas partes chilenas y en el segmento peruano se hallan también gracias a la subducción plana varias cuencas de antearco. A cada uno de los tramos de la parte del segmento peruano corresponden diferentes abundancias de importantes terremotos durante la historia, según los

cuales la parte septentrional de Perú es sin duda la menos activa (Dorbath et al., 1990).

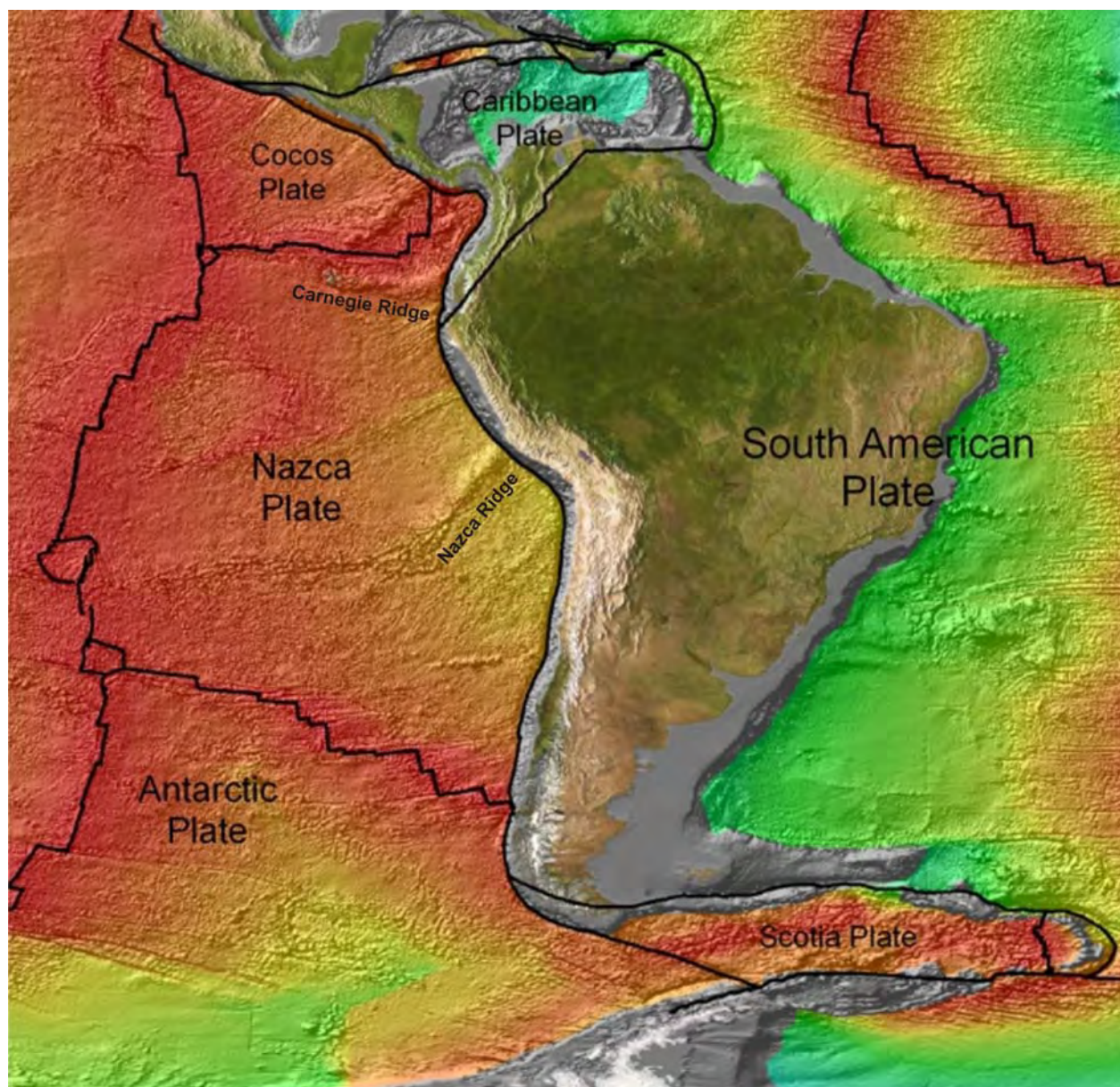


Fig. 3.1. El estado actual de las placas tectónicas en la parte sudoriental del Pacífico. El color corresponde a la edad de la corteza oceánica, el rojo a la más joven, el azul a la más antigua, adaptado según Muller et al. (2008).

Una importante zona que separa el bloque más septentrional de los Andes Centrales es una ancha dislocación tectónica Huancabamba que va más o menos desde Chiclaya hacia noeste al valle Marañón (Mourier et al., 1988; Jacques, 2003). El bloque tectónico que se halla al norte de la dislocación Huancabamba, incluye la parte meridional de Ecuador (al sur de Golfo de Guayaquil) y las regiones costeras más en el norte de Perú, se denomina en el territorio peruano como Cordillera de Huancabamba y en Ecuador como Cordillera Real. Una parte de este bloque (el macizo Amotape) se clasifica a veces como un terrán independiente que se unió a los macizos paleozoicos en los alrededores al principio del Cretácico (Mourier et al., 1988), detrás de esta parte se desarrollaba en la cuenca Lancones la sedimentación

desde finales del Cretácico Inferior hasta el Paleoceno y también la actividad volcánica representada por las volcanitas Lancones y Llama (Jaillard et al., 1999). El basamento de todo el bloque Cordillera de Huancabamba/Cordillera Real está formado en mayoría por rocas devónicas hasta permianas plutónicas y metamórficas (Chew et al., 2007), en las cuales se formaban desde el Cretácico y sobre todo durante el Cenozoico, en consecuencia de la extensión y la subsidencia intermisas por la elevación del cerro de los Andes, las cuencas de antearco, a donde fueron traídas rocas cretácicas y rocas paleogénicas magmáticas del continente cercano. Durante el Cretácico Inferior se creó la cuenca Talara, primero como una cuenca poco profunda, con intermitentes regresiones comprobadas por sedimentos fluviales y deltoides, sin embargo, durante el Eoceno medio se subdujo y el fondo de la cuenca se hundió hasta las profundidades >1 km (Fildani et al., 2008). La cuenca Talara está hoy en día muy bien investigada gracias a la presencia del petróleo, el cual se explota en este área desde hace un siglo. El grosor total del relleno sedimentario llega hasta 9 kms y la sedimentación se terminó durante el Eoceno (Carozzi a Palomino, 1993; Fildani et al., 2005).

Una cuenca más joven es la cuenca Sechura (Dunbar et al., 1990), la cual como una cuenca marítima de poca profundidad yace a la parte meridional de la cuenca Talara y la sedimentación en la cuenca Sechura siguió hasta el Plioceno y durante este periodo se depositaron aquí más de 2 kms de sedimentos. La sedimentación en la plataforma continental en las partes más profundas del mar alrededor del macizo Illescas sigue hasta hoy en día. La cuenca Sechura se rellenó durante cuatro principales ciclos transgresivos que se refinan hacia arriba y están separados por relativamente largos hiatos. Durante dos transgresiones más jóvenes se depositaron >1 m potentes posiciones fosfáticas (Cheney et al., 1979) con la participación del uranio ~50 ppm (Jacinto Valencia, IPEN, comunicación personal), las cuales se explotan hoy en día en la depresión Salina Grande. Actualmente forman una gran parte de la cuenca baja del Río Piura al sur de la ciudad Piura, sus sedimentos, sin embargo afloran solamente en las partes erosionadas, porque en mayoría están cubiertas por elevadas (como elevación se entiende en este caso cualquier cambio de la posición de la original forma del relieve por encima de la superficie del mar y puede tener causa en una elevación tectónica, pero también por diferentes cambios eustáticos e isostáticos de la superficie del mar) terrazas cuaternarias (tablazos) y numerosos sedimentos holocénicos eólicos. La presencia de cuencas de antearco condicionó también la creación de una extensa llanura costera, la cual está cubierta en esta parte por el desierto de Sechura, un tipo de relieve que no se encuentra en otra parte de Perú.

3.1.1. El desarrollo paleogeográfico de las costas en las cuencas de los Ríos Chira y Piura (Plioceno hasta la actualidad)

Con la postelevación de los Andes en el norte de Perú (Thouret et al., 2007) termina también en el Plioceno la sedimentación en la caldera marina poco profunda Sechura, la cual llegó paulatinamente por encima del nivel del mar y la parte superior de su relleno sedimentario fue poco a poco denudada. El primer periodo de una intensa elevación en el área del Perú del norte empezó hace 5–6 millones de años (Garver et al., 2005; Picard et al., 2008). Después de esta elevación se formaban aquí específicas terrazas acumuladoras marinas, llamadas también tablazos (Bosworth, 1922). Parecidas terraza marinas elevadas se encuentran a lo largo de la

costa del Pacífico desde Colombia hasta el norte de Chile (por ejemplo Macharé y Ortlieb, 1992; Cantalamessa y Di Celma, 2004)

Ya hace casi un siglo fueron delimitados tres tablazos, llamados Mancora, Talara, Lobitos y la planicie litoral más joven Salina; más tarde también el tablazo situado en la mayor altitud Hornillos. Su origen se relacionaba primero con los cambios eustáticos cuaternarios junto con la ciclicidad climática (por ejemplo Daly, 1934) y se colocaban en los periodos interglaciares. Ésto, sin embargo, ya no corresponde a la realidad conocida hoy en día (véase abajo) y como la causa principal de su origen se considera la elevación escalonada de estas planicies de acumulación litorales. Es sobre todo por la edad averiguada de cada una de las acumulaciones, la cual está entre el Plioceno y Pleistoceno e incluye largos periodos de acumulaciones (transgresión marina) interrumpidos por cortos periodos de elevación (regresión marina). Una evaluación global de los tablazos cenozoicos en todo el área del Perú del norte elaboró DeVries (1988), quién definió nuevamente el manto plioceno Taime, en el cual comprobó cuatro ciclos transgresivo-regresivos. El manto Taime de un grosor total hasta 80 mts alrededor de Cabo Blanco (DeVries, 1988) yace a los sedimentos paleogénicos de la cuenca Talara. En la superficie de este manto se formaron según este autor a principios del Pleistoceno tablazos Mancora y Talara. Los tablazos suelen ser los primeros metros potentes areniscas hasta conglomerados bioclásticos cementados con carbonato y cubren generalmente más potentes posiciones de areniscas con inserciones de conglomerados con menor contenido de la parte bioclástica. Para la datación de la edad de los tablazos se utilizaron las conchas de acéfalos marítimos de la familia pectinidae (Pectinidae) y ostreidae (Ostreidae), los cuales suelen vivir en los territorios sublitorales hasta litorales. Para su datación se midió en los laboratorios del Servicio Geológico Checo en Praga la relación de los isótopos de estroncio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, cuyo contenido cambia en los organismos marítimos durante todo el Fanerozoico. Para contar la edad se utilizó el programa LOWESS 3.10 (McArthur et al., 2001). La relación de los datos de estroncio se puede utilizar para una datación adecuada de las conchas de organismos marinos de edad superior a ~0,5 Ma. Para la terraza acumuladora marina más joven (Tablazo Lobitos) fue utilizada la datación por radiocarbono de las conchas de los acéfalos marítimos de la familia pectinidae (Pectinidae). Para la calibración de los años de radiocarbono a los años corrientes fue utilizado para la edad <46 ka el set IntCal09 (Reimer et al., 2009), para las fechas más antiguas el programa de calibración CalPal-2007-Hulu (<http://www.calpal.de>; Weninger y Jöris, 2008), el cual utiliza para la calibración los datos provenientes de U/Th datación de corales del Pacífico y Atlántico trópico. Las fechas corrientes no calibradas de radiocarbono y calibradas se presentan con respecto a la actualidad (BP, convencionalmente con respecto al año 1950 AD). En la tabla 3.1. hay un resumen de todos los datos propios nuevamente obtenidos y utilizados para la estimación del origen y de la elevación de las terrazas marinas de acumulación.

El tablazo más alto Hornillos que se encuentra en la pendiente sudoriental del macizo Illescas demuestra edad de deposición del Plioceno ($4,08 \pm 0,95$ Ma). Esta edad corresponde a la clasificación anterior de esta acumulación (Caldas et al., 1980). DeVries (1988) fue el primero quien correló los conglomerados cementados carbonáticamente Hornillos con abundantes conchas de ostras en las altitudes 140–165 mts con el tablazo Mancora, igual como las areniscas hasta conglomerados subyacentes del manto Taime y Hornillos. Nuestros datos indican para las ostras y vieiras provenientes del tablazo Mancora del pie del macizo Amotape dos edades

($4,27 \pm 0,82$ Ma a $3,04 \pm 1,06$ Ma), se trata entonces de una margen 2–5 millones de años, y es de la misma época como la edad obtenida directamente del tablazo Hornillos. La sedimentación de los mantos Taime y Hornillos ocurría en las condiciones del mar poco profundo durante casi todo el Plioceno. DeVries (1988) demostró que el tablazo Mancora está en la zona El Alto – Talara redoblado. Nuestra investigación entre los pueblos Miramar – Vichayal y la carretera panamericana entre las ciudades Sullana y Talara está conforme. Aquí se pueden delimitar dos partes del tablazo Mancora con diferentes altitudes, a las cuales corresponden las antemencionadas edades. Así que parece muy probable que la parte más alta del tablazo Mancora a pie sudoccidental del macizo Amotape corresponde cronológicamente al tablazo Hornillos alrededor del macizo Illescas. Una buena reconstrucción de la paleocosta relacionada con el etapa de desarrollo del Plioceno es posible solamente a pie de los macizos Illescas y Amotape, en la parte oriental de la región faltan datos y la reconstrucción del transcurso de la costa es más bien aproximada (véase la reconstrucción de la costa pliocena en la fig. 3.1.).

Tabla 3.1. Resumen de nuevamente obtenidos datos de las conchas de los acéfalos mainos datados durante este proyecto.

Número de muestra	S (°)	W (°)	altura (m)	terrazza marina (tablazo)	edad medida (BP)	edad real - 1 sigma (BP)
D06L	5° 50,637'	80° 50,652'	8	Tablazo Lobitos	47,0 ± 3,0 ka	50,82 ± 3,56 ka
D06U	5° 50,637'	80° 50,652'	10	Tablazo Lobitos	>48,0 ka	>51,78 ka
T019	5° 32,087'	80° 46,285'	7	Tablazo Lobitos	muy joven	muy joven
H055	5° 31,480'	80° 48,890'	17	Tablazo Lobitos	medio 0,121 Ma	recién – 0,625 Ma
H133	5° 54,762'	80° 42,303'	25	Tablazo Talara	2,78 ± 0,91 Ma	1,87-3,68 Ma
T031	5° 22,660'	80° 48,727'	27	Tablazo Talara	0,902 ± 0,315 Ma	0,587-1,216 Ma
T030	5° 24,155'	80° 49,171'	34	Tablazo Talara	1,213 ± 0,159 Ma	1,054-1,372 Ma
D07	5° 14,923'	81° 09,077'	59	Tablazo Talara	1,696 ± 0,324 Ma	1,372-2,02 Ma
H001	5° 08,511'	81° 04,046'	77	Tablazo Talara	1,062 ± 0,251 Ma	0,811-1,312 Ma
H084	5° 08,603'	80° 55,540'	83	Tablazo Talara	1,938 ± 0,542 Ma	1,396-2,48 Ma
H002	5° 11,515'	81° 04,561'	93	Tablazo Talara	0,726 ± 0,372 Ma	0,354-1,098 Ma
H162	4° 54,168'	81° 01,443'	94	Tablazo Talara	1,285 ± 0,201 Ma	1,084-1,485 Ma
T206	4° 48,105'	81° 02,291'	111	Tablazo Mancora	3,04 ± 1,06 Ma	1,98-4,10 Ma
T197	4° 46,857'	81° 02,102'	129	Tablazo Mancora	4,27 ± 0,82 Ma	3,45-5,08 Ma
D09	6° 00,644'	80° 56,452'	157	Tablazo Hornillos	4,08 ± 0,95 Ma	3,13-5,03 Ma

Otra fase de elevación tuvo lugar entre el Plioceno y el Pleistoceno, lo que demuestran nuevamente obtenidos datos que insinúan que este cambio tuvo lugar lo más probable hace 2,8–3,0 Ma. Es el periodo cuando disminuyó globalmente la superficie del mar a nivel de decenas de metros superiores (entre otros Haq et al., 1987) y se intensificó la influencia de 41 mil años largo periodo de Milankovitch (Liesicki y Raymo, 2007) a los cambios climáticos terrestres. Otra terraza marina, localmente llamada tablazo Talara, se formó durante casi todo el Pleistoceno Inferior, como demuestran los datos nuevamente obtenidos (Véase tabla 3.1.). En este periodo se formaron dos golfos marinos independientes en las desembocaduras de los Ríos actuales Piura y Chira, separados por una cresta que sale hasta la península formada por el actual macizo Paita (véase la reconstrucción de la costa para el periodo del Pleistoceno Inferior en la fig. 3.2.). El Pleistoceno inferior es típico por la dominación del periodo de Milankovitch, que tardó 41 mil años, cuando oscilaba con regularidad la superficie del mar durante cada uno de los ciclos

glaciares-interglaciares, durante el llamado periodo de Laplace (Berger, 1999). A esto corresponde una gran cantidad de edades de estroncio obtenida de la datación de las conchas provenientes del tablazo Talara, los cuales pertenecen a los periodos entre $0,73 \pm 0,37$ Ma hasta $2,78 \pm 0,91$ Ma. Los movimientos glacieustáticos entre cada uno de los ciclos climáticos durante el Pleistoceno Inferior de sistema inferior no se pueden reconstruir, porque durante este periodo no se elevaba significativamente el área litoral y cada uno de los niveles de estas terrazas fue retransformado por niveles más jóvenes. La reconstrucción de la transgresión del Pleistoceno Inferior en la fig. 3.2. enseña entonces el estado máximo que corresponde a los interglaciares del Pleistoceno Inferior.

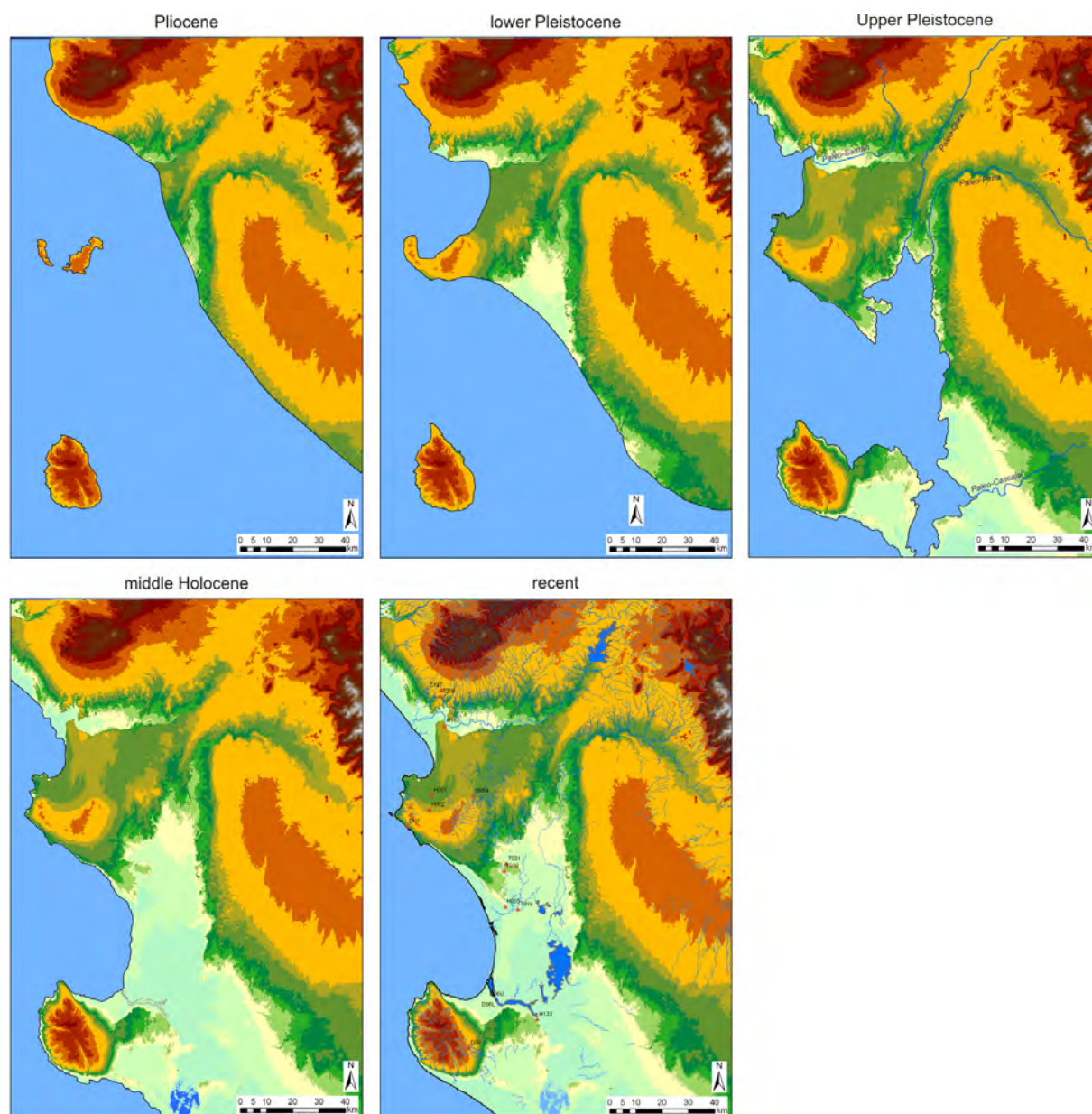


Fig. 3.2. Reconstrucción del desarrollo de la paleocosta desde el Plioceno hasta la actualidad con relación a la creación de cada una de las terrazas marinas de acumulación. Para el tablazo Lobitos del Pleistoceno Superior está reconstruida la principal red de paleoríos Saman, Chira, Piura y Cascajal. En la figura que describe la actualidad están además de la red de lagos y ríos actual retratadas también las posiciones de las muestras datadas. La topografía del continente es actual y no corresponde a la situación de la época.

La formación del tablazo Talara terminó más o menos entre el Pleistoceno Inferior y Medio (po $0,73 \pm 0,37$ Ma), cuando se produjo otra fase de la elevación sobre todo en el área de los macizos Illescas, Paita y Amotape y empezaron a formarse golfos en las desembocaduras de los Ríos Chira y Piura, donde sucedía la sedimentación en otras terrazas marinas de acumulación, las cuales formaban la base para el tablazo Lobitos. El periodo de la elevación entre los tablazos Talara y Lobitos corresponde al periodo transitorio de Croll (Berger, 1999), cuando termina poco a poco la influencia del periodo de Milankovitch de 41 mil años y aumenta la influencia del periodo de cien años (causada por el cambio de excentricidad de la órbita de Tierra en torno al Sol). En este periodo sucede en todo el mundo una ola de regresiones en las partes litorales (Haq et al., 1987), las cuales se manifiestan también por acentuados cortes en los sistemas de terrazas fluviales (entre otros Van Balen et al., 2000; Westaway, 2002). Para el mismo tablazo Lobitos existen algunos datos que lo clasifican en la margen $41,8 \pm 0,8$ hasta 172 ± 23 ka (datos propios y datos de Pedoja et al., 2006). El uso de los datos del estroncio es para este periodo imposible, así que se pueden utilizar con éxito solamente las edades de radicarbonato que incluyen la parte más joven de este periodo hasta ~ 50 ka BP y datos luminiscentes con ayuda de IRSL (Pedoja et al., 2006), los cuales, sin embargo no excederán ~ 200 ka. Para las fases más antiguas del Pleistoceno Medio (es decir el periodo 200–600 ka) no existe ningún método de datación que pueda utilizarse y no se puede entonces comprobar que algunas edades (por ejemplo para la muestra H055) no son superiores que la margen mencionada. De estos datos se hace constar que el nivel de la superficie de agua alta, cuando se formaba tablazo Lobitos incluye algunos ciclos glaciares-interglaciares de margen mínima MIS (marine isotope stage – etapa isotópica marina) 3–7. Así que incluye por lo menos dos interglaciares y una cantidad más grande de periodos interestadiales, cuando podemos contar con el nivel de la superficie de agua alta. Es, sin embargo, probable que la acumulación de material en el espacio de la terraza marina Lobitos discurría durante un periodo más largo, ya desde la elevación entre el Pleistoceno Inferior/Medio.

Según la ubicación de cada uno de los niveles elevados de las terrazas marinas de acumulación (tablazos) se puede determinar el nivel de la elevación durante cada una de las fases de su desarrollo y la actividad a lo largo de cada una de las fallas en cada área. Para todas es típico que los valores máximos de elevación se pueden observar siempre en las pendientes noroccidentales de todas las terrazas elevadas. Para las elevaciones del Plioceno fueron dominantes los movimientos a lo largo de las fallas norocc.-sudor., a lo que se unía la falla occ.-or. que pasa por la parte baja del valle del Río Chira. Durante el Cuaternario se une también la falla sep.-mer. que limita en el este del territorio el tablazo Lobitos y también el cono fluvial holocénico en la cuenca baja del Río Piura. Para los macizos Paita y Amotape sale la elevación pliocena con la velocidad $\sim 0,4$ mm.año⁻¹; valores de elevación un poco más altos ($\sim 0,45$ mm.año⁻¹) corresponden al Pleistoceno Inferior y a la parte más antigua del Pleistoceno Medio. Durante el Pleistoceno Superior disminuye la velocidad de elevación a $0,2$ – $0,3$ mm.año⁻¹. En caso del macizo Illescas disminuye la velocidad desde el máximo durante el Plioceno $\sim 0,6$ mm.año⁻¹ a $\sim 0,35$ mm.año⁻¹ durante el Pleistoceno Superior (véase fig. 3.3.). Pedoja et al. (2006) obtuvo en caso de estos macizos las velocidades de elevación para el Pleistoceno Superior entre $0,12$ – $0,21$ mm.año⁻¹ y para la parte más joven del Pleistoceno Medio velocidades entre $0,15$ – $0,27$ mm.año⁻¹. Macharé y Ortlieb (1993) obtuvieron velocidades de elevación entre $0,15$ – $0,2$ mm. año⁻¹. Estos valores están

en el límite inferior de las velocidades de elevación reconstruidas por nosotros ($0,2\text{--}0,35\text{ mm.año}^{-1}$). Unos valores mucho más altos (hasta $0,5\text{ mm.año}^{-1}$) obtuvo Pedoja et al. (2006) para el área de la isla Manta en Ecuador central que sigue del cerro Carnegie. Unos valores mucho más altos ($10\text{--}20\text{ mm.año}^{-1}$) para la parte más joven del Pleistoceno obtuvieron Bourgois et al. (2007) con el uso de la datación de exposición de las superficies de los tablazos en el área Paita–Illescas. Estas velocidades de elevación fueron cortas y correspondían con el crecimiento eustático de la superficie del mar como consecuencia del deshielo de los glaciares durante los periodos calientes (Bourgois et al., 2007).

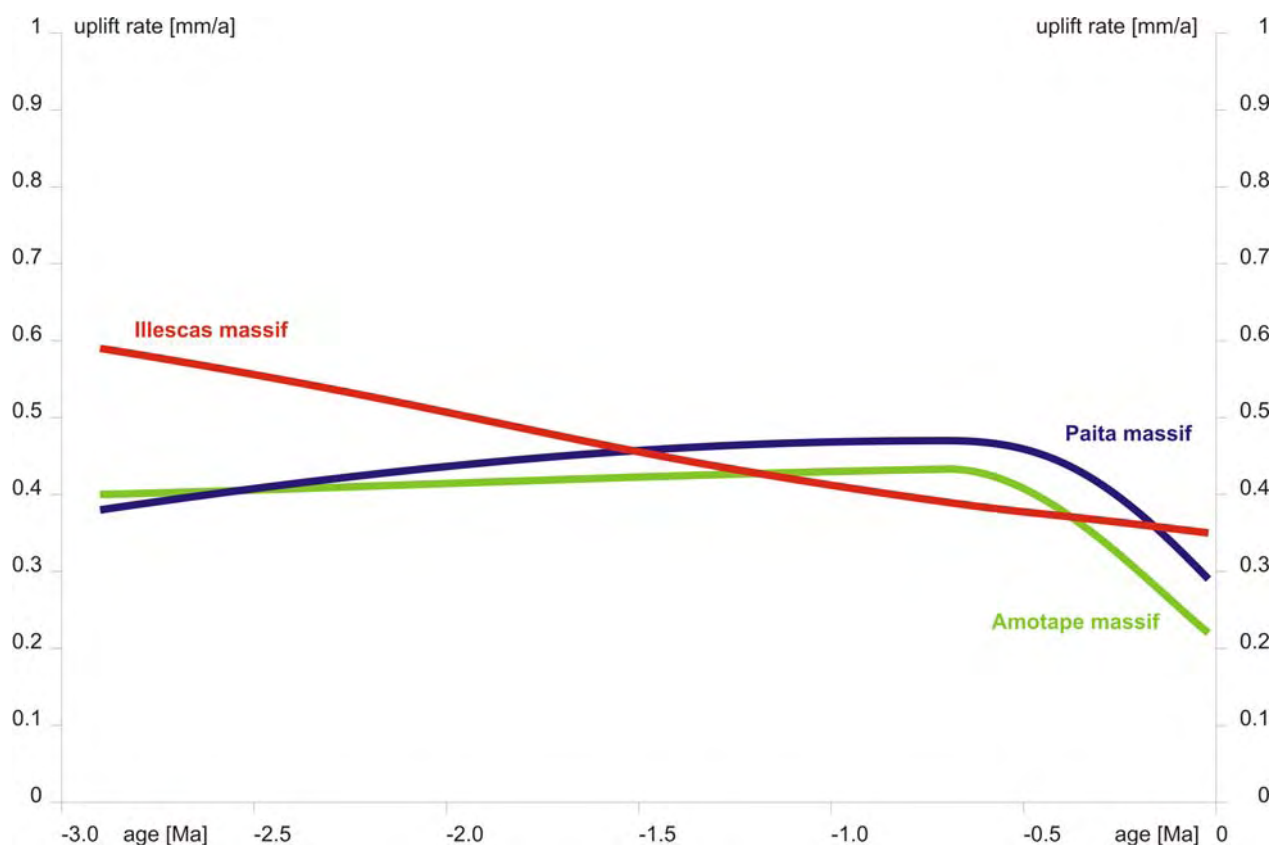


Fig. 3.3. Velocidad de elevación de los macizos Amotape, Paita e Illescas durante los últimos 3 Ma reconstruida de las altitudes de las terrazas marinas de acumulación elevadas.

La planicie litoral más joven Salina con bien conservados crestas de la playa al norte de las desembocaduras de los Ríos Piura y Chira son de edad holocena y se formaron en casos de superficie del mar más alta que el óptimo climático en el Holoceno (Ortlieb a Macharé, 1993; Ortlieb et al., 1995). El sistema de cresta de playa al norte de la desembocadura del Río Chira consiste en 9 crestas independientes (Richardson, 1983), la cresta de la playa situada en la altitud más alta (~ 5 msnm) tiene la edad hasta 4.747 ± 95 años (la edad nuevamente ajustada por el set IntCal09 de los datos publicados en el trabajo de Ortlieb y Macharé, 1993). La cresta de la playa más baja por el contrario según la edad de las conchas pertenece al siglo XV (1419–1453, véase arriba). Muy parecidos sistemas de crestas de playa fueron bien datados por ejemplo en la desembocadura del Río Santa (Sandweiss, 1986). La formación de estas crestas de la playa está relacionada con los acontecimientos importantes El Niño durante la mitad más joven del Holoceno

(Sandweiss et al., 1996) y con la elevación de la área litoral de todo el Perú. Según los proxy datos marinos holocénicos que reconstruyen la temperatura superficial del área litoral del Pacífico trópico es importante el aumento del número de los fenómenos El Niño hace ~5 mil años (Koutavas et al., 2006), lo que corresponde bien con la creación de las crestas de la playa más altas. La abundancia de los fenómenos El Niño durante el Holoceno sigue aumentando, durante el Holoceno Inferior predominó el fenómeno El Niño y los más intensos fenómenos El Niño sucedieron entre los años 200–1300 (Koutavas et al., 2006), lo que coincide con el desarrollo cultural de las civilizaciones preincas Moche y Chimú, que dependían de la fertilidad de las partes costeras de los valles de ríos en el norte de Perú dotados por agua de las precipitaciones.

En los territorios más altos ya no inundados de los tablazos anteriores y en los afloramientos subyacentes de sedimentos miocénicos se forman planicies de deflación, en cuya superficie se concentra por denudación de material de grano fino material guijoso, este material suele estar en la superficie eolizado y se crean diferentemente desarrollados barnices de desierto. Este tipo de desiertos se denomina lo más frecuente como serir con guijos fuertemente eolizados y en la región de Piura son evidentes sobre todo en los tablazos más antiguos (Mancora, Hornillos y sobre todo en el tablazo superficialmente más extenso Talara), y pueden a veces servir como áreas de traslación de las dunas de arena que migran (sobre todo en la parte meridional alrededor de Salina Grande) por impacto del viento meridional hasta sudoccidental contra el curso del Río Piura.

3.2. Mapa geomorfológico en escala 1:100,000 - leyenda con comentarios

El Desierto Sechura, está ubicado en la costa Pacífica del Norte de Perú, detrás de contacto de subducción de la placa oceánica Nazca y de la placa continental de América del Sur. Esta área estuvo expuesta por mucho tiempo a movimientos tectónicos policíclicos bastante intensos los cuales ha predispuesto el desarrollo de la costa, así como, el relieve terrestre.

3.2.1. Formas y unidades estructurales, así como, tectónicas

1 Falla evidente por morfología

Son líneas o zonas de falla que predisponen a que sucedan procesos de denudación, erosión vertical de ríos, cambio de forma y estilo de red de ríos o drenajes, laderas de retroceso de pedimento u otras líneas geomorfológicas para las cuales no existe otra explicación; por esta razón se puede pensar que son líneas de falla evidente.



Fig. 3.4. Falla evidente por morfología cerca de macizo Illescas (www.google.com).

Procesos de riesgos principales: posibilidad de terremotos por tectónica, erosión intensa, erosión subterránea y la superficie litológica superficial siempre presenta menos resistencia.

2 Falla supuesta por morfología

Mapeo de fallas supuestas por morfología es similar como el realizado para el de las fallas evidentes, pero es posible explicar la predisposición que influye a la denudación (por ejemplo cambio de litología o cambio de facie litológico)

Procesos de riesgos principales: posibilidad de terremotos por tectónica, erosión intensa, erosión subterránea y la superficie litológica superficial siempre presenta menos resistencia



Fig. 3.5. Falla supuesta por morfología que predispone una ladera y erosión en valle de Río Chira (www.google.com).

3 Cuesta con ladera de bastante inclinación

El relieve del área de estudio presenta también la presencia de bloques tectónicos con diferente inclinación que forman sedimentos bastante resistentes. Debido a los procesos de denudación que los cortan, se originan sobre las capas más resistentes formas tipo “Cuestas”. Hay formas que no son típicas, pero que tienen forma de “Cuestas”, formadas también por un corte de denudación de estructuras tectónicas tipo arco, como anticlinal (inversión de relieve), como el Macizo Paita o anticlinales del sistema de los Andes.

Procesos de riesgos principales: derrumbes, erosión intensa, erosión subterránea.



Fig. 3.6. Muestra de forma de cuesta sobre relieve inverso de una anticlinal cerca del margen norte de Macizo Paita.

4 Eje de anticlinal o arco

El eje del anticlinal esta denudado siempre por la erosión vertical de ríos, durante el origen de relieve inverso o debido a la inclinación de capas que están cortadas por procesos diferentes; por ejemplo en desierto Sechura por pedimentación o debido a abrasión marina.

48 Bloque diastrofico

Los bloques diastróficos o tectónicos, por lo general viene extensión debido a que tensión tectónica disminuye y hay espacios donde los bloques pueden colapsar. Se mapearon estas formas en el desierto Sechura solamente cerca de Vichayal y Miramar.

3.2.2. Formas y unidades por denudación

Fenómeno de paleorelieve

En el área de estudio se encuentran diversificados algunos niveles de sistemas de paleocostas abandonadas, estos niveles están divididos por su altitud sobre el nivel de mar. En esta zona del norte de Perú se les llama a estas planicies de paleocostas abandonadas “Tablazos” y su origen está conectado con subida relativa (por

tectónica o por regresión marina) teniéndose preservado sedimentos marinos de la costa y cerca de la costa lo que significa que están ubicados bajo el nivel del mar. En mapas geológicos estos sedimentos están mapeados, estas planicies se puede considerar como un ejemplo de planicies elevadas y su origen está conectado por influencia de procesos marinos, como abrasión por ejemplo.

5 Nivel más alto de las terrazas de abrasión (Hornillos)

Los relictos más altos (de **Formación Hornillos**) están ubicados en el nivel 160–170 m. Por lo menos están protegidos contra la denudación 0.5–3 m de espesor de capa de arenisca o conglomerados bioclásticos bien cementados, que son como relictos de la formación costera. Los relictos tienen restos de ostras con medida de hasta de 0.5 m y se ubican generalmente en el pie norte de Macizo Illescas. Cerca del Macizo (especialmente en la parte sur) es posible observar un nivel parecido, un nivel de erosión, como planicies sin sedimentos, lo que significa nivel de erosión probablemente por abrasión el cual forma un mismo nivel de elevaciones con algunos restos de planicies (probablemente planicie de abrasión marina). Según la datación estas planicies se formaron durante el Plioceno. Los niveles más bajos de costas abandonadas, están un poco más inclinadas y extensas.

50 Paleorelieve terrestre más alto (más de 100 m.s.n.m.) con restos de grava

Las planicies de paleorelieve ubicadas más de 100 m.s.n.m formaron la parte terrestre de la costa y ahora forman las planicies conectadas con planicies marinas (terrazas marinas) que son un poco más bajas. Las planicies tienen un desarrollo policíclico y todavía están cubiertas por restos de grava; basamento litológico de las planicies son areniscas de la formación Miramar.



Fig. 3.7. Tres niveles de paleorelieve de origen marino en pie sur del Macizo Illescas – el nivel más bajo es entre 40–60 m, nivel mediano esta cerca de 100 m.s.n.m. y nivel más alto son solo nivel de elevaciones que corresponden con tablazo Hornillos (cerca de 160 m.s.n.m.).

6 Nivel de terrazas marinas mas altas (paleoterrazas) (tablazo Máncora)

En mapas geológicos estas terrazas representan la planicie Tablazo Talara pero este tablazo es posible dividirlo en dos niveles. Nivel más alto de **tablazo Máncora (a)** está ubicada entre 80 a 100 m.s.n.m. y forma planicies extensas con restos de terraplenes donde son restos de grava, arena marina y todo esta cementado junto a bioclásticos (restos de conchas etc.). Estas planicies bien extensas están ubicadas generalmente en la parte oriental del Paita, así como, parte norte de Miramar y Vichayal. Se puede suponer que este nivel que está en parte oriental de carretera Panamericana entre ciudad Piura y Desvío Bayovar. Pero aquí el tablazo está cubierto en su mayoría por arena eólica, este nivel de paleorelieve tiene cerca de 1 millón de años y está ubicado en el Pleistoceno bajo.



Fig. 3.8. Tablazo Máncora ubicado al oriente de puerto Paita con terraplenes cementados (www.google.com).



Fig. 3.9. Escarpe de abrasión (fósil) bien erosionado que corresponde con tablazo Mancora en región Paita y Vichayal, vista desde Cerro Chocán.

7 Nivel mediano de paleoterrazas marinas (tablazo Talara)

Este nivel mediano es llamado **Tablazo Talara**, estas planicies poco inclinadas con acumulaciones con poco espesor, originalmente de zona costera, están ubicados en una altitud de 40–60 m.s.n.m. y ahora están expuestos por abrasión eólica. Estas planicies poco inclinadas están ubicadas generalmente entre el puerto de pescadores Yasila y la ciudad de Sechura. Los Relictos más pequeños del mismo nivel están cerca de los pueblos Miramar y Vichayal. En la parte oriental de la carretera Panamericana se puede suponer estas planicies debajo de arena eólica reciente y la edad de este nivel es de Pleistoceno Medio.



Fig 3.10. Tablazo Talara entre ciudad Sechura y puerto de pescadores La Tortuga por la parte sur de macizo Paíta.



Fig 3.11. Sedimentos de tablazo Talara de importante espesor en parte sur de pie de macizo Illescas.

8 Paleoterrazas marinas de nivel bajo (tablazo Lobitos)

Un nivel más bajo de tablazos marinos en el desierto (nivel fósil) está conformado por el **tablazo Lobitos** con hasta 1 m de espesor de conglomerados carbonificados con bioclastos y está ubicado entre 20 a 5 m sobre nivel de mar; estando en su mayoría ubicado en la parte sur de la ciudad de Sechura y parte oriental del puerto Bayovar, generalmente rellena un golfo antiguo de bocana de Río Piura y Cascajal. El sistema de depresiones endorreicas de la Pampa Las Salinas, Pampa Ñamuc y otras depresiones, esta excavado directamente en este nivel de tablazo. Edad de este nivel es de la última glaciación.



Fig. 3.12. Margen de Estuario Virrila que forma nivel más bajo de tablazo Lobitos con capa cementada de bioclastos.

9 Paleovalle

El relieve de desierto Sechura, es un cambio de direcciones de ríos que estuvieron predispuestos por tectónica, así como, por piratería de ríos. Probablemente un paleodrenaje mas interesante o significativo esta en dirección sur-norte cerca de ciudad Sullana, donde probablemente durante Pleistoceno superior paso Río Pra-Chira, por valle que se llama Los Pajaritos, hasta la región del Bajo Piura, región donde termina originalmente Río Piura. Otro paleodrenaje se llama Letira y está en parte occidental de Vice, donde hay un valle abandonado con una longitud de casi 11 km y probablemente este paleovalle es valle de Río Pra-Chira.



Fig. 3.13. Valle abandonado de Letira cerca de Vice. Probablemente es paleovalle de Río Pra-Chira (www.google.com). Fig. 3.14. Valle abandonado con una profundidad entre 20–30 m y con un ancho 1,5 km.

10 Relieve erosional de macizos Illescas y Paita

Relieve de denudación o en su mayoría de erosión se origino sobre bloques tectónicos de macizos Illescas y Paita, que forman rocas cristalinas de edad Paleozoico que son más resistentes que otros y también son restos de sedimentos Mesozoicos. El nivel de las elevaciones de estas superficies erosiónales está entre los 450 a 500 m.s.n.m. y se puede creer que corresponde con el nivel de denudación del Paleogeno Superior. La superficie de ambos macizos está expuesta a meteorización mecánica de manera intensa y a la corrosión eólica. Durante las lluvias intensas y efímeras se produce meteorización, siendo sus resultados transportados a conos aluviales en el pie de los macizos; al mismo tiempo ocurre

erosión vertical en drenajes. Algunas partes de los valles tienen carácter hasta cañones o malpaís.

Procesos de riesgos principales: desintegración de basamento por procesos mecánicos (meteorización mecánica), erosión intensa, erosión subterránea y derrumbes



Fig. 3.15. Superficie de erosión intensa de Macizo Illescas (www.google.com).



Fig. 3.16. Margen de Macizo Illescas que es cortado por valles profundos

Fenómeno de **pedimento**

11 Borde y ladera de retroceso de pedimento y depresión endorreica

Laderas de retroceso, que bordean los pedimentos están bastantes activos donde vienen todos los procesos superficiales, como la erosión subterránea, colapso de borde de ladera de retroceso, erosión de suelo, deslizamientos y derrumbes. El borde de ladera de retroceso siempre es bastante importante.

Procesos de riesgos principales: derrumbe, desintegración mecánica de basamento, erosión intensa y erosión subterránea.



Fig. 3.17. Ladera de retroceso activa de pedimento en depresión endorreica de Pampa Las Salinas con bloques que se derrumban de borde de la ladera (bloques desintegrados).



Fig. 3.18. Ladera degradada continuamente, ahora es borde no activo de ladera de retroceso de la depresión endorreica de Salina Grande.

13 Pedimento (activo)

Los Pedimentos activos se desarrollan en desierto Sechura solamente en las depresiones endorreicas y en las laderas de Estuario Virrila. Este tipo de pedimento esta desarrollado en sedimentos no resistentes y dependen de nivel base de erosión. Los pedimentos activos están en las depresiones endorreicas de Salina

Grande, Pampa Las Salinas, Pampa Ñamuc y otras. Una zona de pedimentos esta cerca de ambos lados de Estuario Virrila.

Procesos de riesgos principales: desintegración mecánica de basamento, erosión planar, erosión de surcos (rills)



Fig. 3.19. Ladera de retroceso de pedimento activo que ensancha la depresión endorreica Pampa Las Salinas.



Fig. 3.20. : Sistema de doble ladera de retroceso en la parte Sur de depresión endorreica de Pampa Las Salinas. Sobre la ladera que es mas degradada continua un paleopedimento que no está activo donde entra una ladera de retroceso activa y donde continua pedimento activo; la razón de este desarrollo está en que la profundidad de la depresión endorreica baja permanentemente (baja nivel base local de erosión)

14 Paleopedimento

Abandonados, los **paleopedimentos** que no son activos; ahora están erosionados intensamente hasta malpaís. Ocurren en su mayoría en Macizo Amotape. Los paleopedimentos ocurren también en el sistema de pedimentos de depresiones endorreicas como niveles más altos. Su origen es provocado por cambios en el nivel base de erosión (fondo de depresión). Se puede observar que el fondo baja de manera permanente. Este cambio de base local de erosión puede tener dos razones: una puede ser estructural pero probablemente está conectado con cambios del nivel base global de erosión (baja o regresa nivel de mar).

Procesos de riesgos principales: desintegración mecánica de basamento, erosión fluvial, erosión subterránea

Fenómeno fluvial y erosión aluvial

15 Cauce activo del Río Piura y Chira

El área de estudio tiene dos sistemas básicos de ríos aloctonos de Río Piura y Río Chira. El valle de los ríos corta el relieve de la planicie antigua y después de las terrazas de abrasión marina (tablazos). Actualmente ambos ríos erosionan de manera lateral solamente y solo en sus sedimentos aluviales. La erosión vertical en la parte baja y media de la cuenca no funciona. Los cauces presentes de ambos ríos, durante cada inundación cambian sus cauces y su estilo de drenaje. Frecuentemente suceden avulsiones e inundaciones en la llanura aluvial. En el mapa geomorfológico por eso se recuerda la situación en el 2007, gracias a imágenes de sistema ASTER.

El Río Chira fue hasta su delta (delta desde Amotape hasta bocana) un valle erosional predispuesto tectónicamente en dirección occidental y la parte norte del río esta erosionada intensivamente y tiene carácter de malpaís. Un sistema más importante de la parte baja del Río Chira es la red de drenaje del Río Saman. Las laderas del sur están poco erosionadas porque margen del valle forma una cuesta que esta inclinada en dirección sur y sureste, en el borde del tablazo Máncora cerca de puerto Paita y Colán. La profundidad de valle del Río Chira está entre los 60 y 80 m.

El Río Piura fluye hasta la ciudad Piura en un valle poco profundo (aproximadamente 20 m). Algunos kilómetros arriba de la ciudad Piura, el Río Piura abandona el valle erosional y empieza a acumular sus sedimentos en un cono fluvial bien ancho y poco profundo que en la actualidad termina como un delta limnico en el sistema de ríos efímeros en la depresión endorreica de la Pampa las Salinas. La posición de este cono está predispuesto por la bocana del Río Piura al golfo marino que corresponde al nivel de terraza marina del tablazo Lobitos y probablemente también a procesos tectónicos según las fallas que continúan en misma dirección. El delta marino cerca de ciudad de Sechura está actualmente abandonado y se activa solamente efémeramente por ejemplo por fenómeno El Niño de 1983.

Procesos de riesgos principales: inundaciones, agradación de aluviones, erosión lateral de riberas, cambio de cauces y cambios en morfología de acumulaciones aluviales o fluviales.



Fig. 3.21. Erosión lateral de Río Chira cerca de La Florida.



Fig. 3.22. Cauce de Río Piura debajo de Los Ejidos con agradación de aluviones de arenosos

16 Cauce principal efimero (quebrada)

Debido a que el desierto Sechura está expuesto tiempo con tiempo a lluvias intensas se originan valles erosionales profundos. La erosión vertical está más activa y es predominante, lo que significa que el perfil transversal del valle esta siempre en forma de V, pero es posible que por razones tectónicas o litológicas pueda estar asimétrico. Los cauces son en su mayoría erosionales sin sedimentos, solamente con poca cantidad o con capas poca profundas. Si se origina una densidad alta de valles erosionales (quebradas) se origina el relieve del tipo malpaís.

Procesos de riesgos principales: inundaciones, agradación de aluviones, erosión lateral de riberas, cambio de cauces y cambios en morfología de sedimentos aluviales o fluviales en llanura aluvial.



Fig. 3.23. Quebrada Lobitos con malpaís y con relleno sedimentario aluvial



Fig. 3.24. Valle erosional cortando el Tablazo Talara al norte de la ciudad de Sechura.

17 Cauce abandonado

Durante las inundaciones intensas o grandes donde el agua sube arriba del cauce se originan cauces efímeros que tienen siempre un carácter erosional. Estos cauces se originan en su mayoría sobre los conos aluviales o fluviales o en la llanura aluvial; pero también se conoce un caso cuando se origino un cauce entre el valle y la depresión endorreica, como el que está cerca de la ciudad Sechura.

Procesos de riesgos principales: inundaciones, agradación de aluviones, erosión lateral de riberas, cambio de dirección cauces y cambios en morfología de sedimentos aluviales o fluviales en llanura aluvial.



Fig. 3.25. Cauce avulso que funciona solamente durante inundaciones grandes o intensas y conecta cauce original de Río Piura, que pasa por la ciudad Sechura, con la depresión endorreica de Pampa Las Salinas.

18 Borde expresivo erosional y ladera de erosion

Los bordes erosionales expresivos con ladera de erosión bordean en su mayoría los sistemas de valles de los ríos principales como Río Piura, Chira y sus afluentes. Se pueden identificar por que el borde forma siempre alguna capa resistente a la erosión o denudación y en su mayoría son gravas cementadas o acumulaciones de la costa cementadas por carbonatos (tablazos). La ladera erosional generalmente está bien inclinada y hay procesos de denudación intensos, al igual que las laderas de retroceso de pedimentos (erosión planar, erosión de suelo, erosión subterránea, movimientos de ladera, derrumbes etc.). El retroceso de la ladera no esta tan intenso como en ladera de retroceso de pedimento.

Procesos de riesgos principales: movimientos de ladera, erosión de barrancos (gullies) y corrosión eólica.



Fig. 3.26. Laderas de erosión con un borde expresivo en la quebrada cerca de San Pedro.

19 Malpaís

Malpaís extensos se originaron en su mayoría en las laderas Sur del macizo Amotape, donde el basamento está formado por sedimentos de la depresión geológica de Talara; esa ladera originalmente fue un paleopedimento que está ahora cortado por la erosión vertical con una red de drenaje bien denso malpaís.

Procesos de riesgos principales: erosión fluvial intensa con densidad alta, profundización de cauces de drenajes y movimientos de ladera.



Fig. 3.27. Malpaís en sedimentos Paleogenos de la Quebrada Lobitos al norte de la ciudad de Talara.

Fig. 3.28. Malpaís en sedimentos Miocenicos parte suroriental cerca de ciudad Talara

Fenómeno de los movimientos de ladera

20 Deslizamiento

Los deslizamientos, que son posibles mapear en esta escala, están solo cerca de la ladera de abrasión; entre los puertos de pescadores de La Tortuga y de Islillas donde se encuentran algunas aéreas con deslizamientos. El carácter de los deslizamientos es poligenético; su origen es provocado inicialmente por la erosión subterránea, que provoca el colapso de los bloques fracturados y provoca su reptación hasta que sucede el deslizamiento sobre los sedimentos del fundamento. Los deslizamientos pequeños son posible de encontrar en las laderas de retroceso de las depresiones endorreicas, sobre las laderas erosiónales del valle de Río Chira cerca del Pueblo Nuevo Colán y Amotape, así como, sobre las laderas del Estuario Virrila, cerca de la bocana de Río Piura. Hay deslizamientos en algunas partes del puerto Paita.

Procesos de riesgos principales: movimientos de ladera, saturación (suelo húmedo)

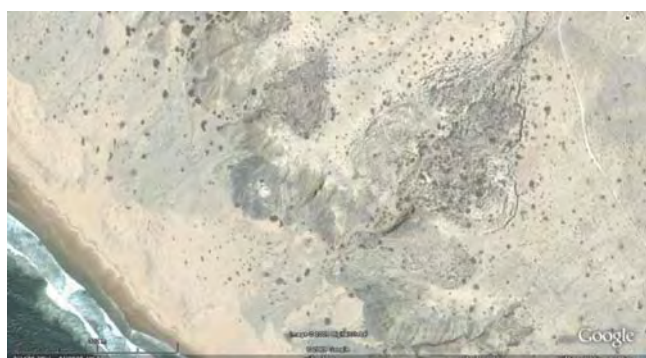


Fig. 3.29. Area de deslizamientos cerca de una quebrada, que desemboca al océano cerca del puerto La Tortuga (Google Earth)



Fig. 3.30. Deslizamiento poligenético cerca del puerto Paita.

21 Derrumbe

El derrumbe de los bloques ocurre generalmente sobre la ladera de abrasión entre los puertos pesqueros de La Tortuga e Islillas, pero también según los bordes de las laderas de erosión y de las laderas de retroceso. Los derrumbes provocan: abrasión marina, erosión lateral de los ríos y quebradas, erosión subterránea y procesos de

retroceso de las laderas. Los derrumbes pequeños ocurren cerca de los malpaís, bordes de pedimentos y de las depresiones endorreicas.

Procesos de riesgos principales: Movimiento rápido de los bloques sobre las laderas



Fig. 3.31. Bloques derrumbados de un cañon cerca del puerto Islillas



Fig. 3.32. Bloques derrumbados en el borde de abrasión marina cerca del puerto pesquero de La Tortuga

Fenómeno *de abrasión marina*

22 Borde Activo y ladera de abrasión

El borde expresivo con ladera de abrasión bordea la mayoría de la costa Pacífica de la Región Piura. Como la abrasión marina influye en la zona árida, la influencia de la erosión fluvial es débil y por eso el borde de la ladera de abrasión está bien preservada y poco afectada por la erosión retrograda. Los procesos de abrasión predominan, lo que significa, que la ladera está bien inclinada hasta casi ser vertical, existiendo derrumbes o deslizamientos en las capas menos resistentes.

Procesos de riesgos principales: Derrumbes y erosión fluvial



Fig. 3.33. Abrasión activa cerca del puerto pesquero de La Tortuga con un salto efímero

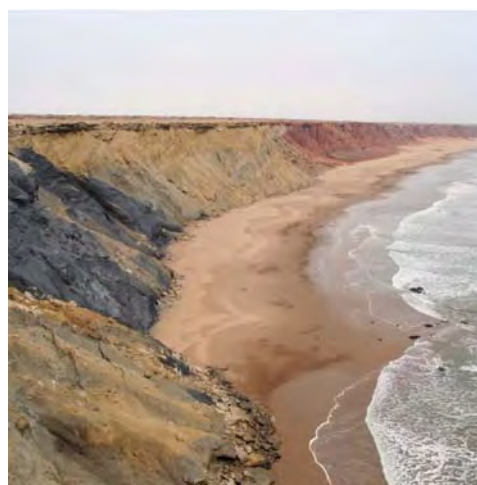


Fig. 3.34. Borde y la ladera de abrasión activa con la playa en el pie entre los puertos pesqueros de Islillas y La Tortuga

45 Borde fosil y ladera de abrasión

Por la influencia del transporte de los sedimentos costeros se originen las playas y terraplenos costeros, que siempre se originan en los golfos o cerca de los deltas de los ríos principales. Atrás de las playas y terraplenes costeros generalmente quedan laderas de abrasión fósiles, abandonadas, que continuamente se degradan o están preservadas por una cubierta de arena eólica entonces los procesos abrasivos terminan. Entre la ladera de abrasión, así como, playa y terraplén costeros frecuentemente se originan depresiones de limán.



Fig. 3.35. Ladera de abrasión abandonada cerca del pueblo Colán, donde el Golfo de Paita esta siempre acumulando arena.



Fig. 3.36. Ladera de abrasión abandonada cerca de Reventazon en la parte sur del Macizo Illescas.

23 Terraza de abrasion

Los relictos de las terrazas de abrasión es posible encontrarlos en la parte sur del Macizo Illescas y en la parte oeste del Macizo Paita. Las Terrazas de abrasión son restos del relieve plano que corresponden con tablazos marinos fósiles. Pero siempre están erosionadas profundamente por quebradas y se preservan solo restos pequeños, que mantienen un nivel de cimas. En la escala 1:100,000 es difícil mostrarlos. Las terrazas de abrasión que son un poco más extensas son posibles de mapear entre el puerto pesquero de Yasila y Los Cangrejos.

Procesos de riesgos principales: erosión vertical, erosión planar, derrumbe, actividad eolica



Fig 3.37. Terraza de abrasión que corresponde con el tablazo Máncora cerca del puerto pesquero de Yasila.

3.2.3. Formas y unidades de acumulación

Fenómeno aluvial y fluviolimnico

24 Llanura aluvial

Ambos ríos principales (Piura y Chira) del área de estudio tienen las llanuras aluviales bastante extensas. Las llanuras aluviales forman las planicies, que se ajustan a los cauces y frecuentemente están inundadas durante los caudales altos. En la llanura aluvial existen otras formas, como son los cauces avulsos o abandonados, lóbulos de derrames, lagunas efímeras o terraplenes de agradación. La velocidad de acumulación de los aluviones en ambas llanuras aluviales es alta debido al gran transporte de las partes altas de las cuencas montañosas. Los cambios que se dan en las llanuras aluviales de las partes bajas son rápidos y grandes, dependiendo del nivel de la inundación. Los cambios más fuertes suceden durante las inundaciones por el fenómeno El Niño.

Procesos de riesgos principales: inundación, agradación de los aluviones, cambios de cauces, erosión lateral de las riberas, cambios de las formas en la llanura aluvial.

24a Llanura aluvial inactiva (nivel alto)

La llanura aluvial inactiva generalmente se ajusta a la llanura aluvial activa. No tiene problemas de inundación y por eso la mayoría de pueblos de Piura Bajo y Chira Bajo son ubicados en este nivel de la llanura aluvial. Los restos de este nivel están preservados cerca de la ciudad Piura y forman el relieve, que se parece a islas en la llanura aluvial activa, abajo de la ciudad Piura y en las depresiones endorreicas.

Procesos de riesgos principales: erosión lateral de las riberas de restos, procesos eólicos, salinidad capilar, humedad por nivel alto de agua subterráneas.



Fig. 3.38. Llanura aluvial del Río Chira cerca del pueblo Vijayal.



Fig. 3.39. Acumulaciones aluviales de arena en la llanura aluvial del Río Chira cerca del pueblo Amotape.

46 Paleollanura aluvial (de quebrada, vega)

Mayoría de afluentes de ambos ríos principales son esporádicos y funcionan solo durante de las raras lluvias que se dan pero de manera caótica. Debido a que el

perfil longitudinal no está equilibrado, siempre hay presencia de la erosión vertical con los cambios en los cauces. Lo que significa, que algunas partes de las llanuras aluviales antiguas están abandonadas. Frecuentemente un drenaje piratea a otro drenaje y las cuencas siempre se cambian, lo que significa, que algunas partes de las llanuras aluviales también quedan secas y abandonadas. Una región que tiene muchos restos de llanura abandonadas está ubicada en el pie del Macizo Amotape.

Procesos de riesgos principales: cambios de cauces, erosión lateral de los riberas, cambios de las formas en la llanura aluvial, erosión vertical y lateral, piratería de drenajes

47 Terraza de río

Las terrazas de los ríos son actualmente restos de llanuras aluviales abandonadas que se ajustan con el sistema del valle principal y están ubicados algunos metros y hasta decenas de metros sobre el nivel de la llanura aluvial activa. En el sistema del Río Chira se preservan como formas de acumulación en el cono fluvial antiguo. Las terrazas de los ríos frecuentemente están cubiertas por arena eólica. En la parte baja el Río Piura se preservaron las formas de las terrazas erosiónales, que sirven para la ubicación de los pueblos La Arena, La Unión, Bernal etc. Debido a la transgresión marina del Pleistoceno Superior no están preservadas las terrazas más viejas, lo que significa, que en su mayoría se preservan solo los relictos más jóvenes.

25 Delta limnico

El Río Piura forma deltas limnicos en la Laguna San Ramón y Laguna La Niña, ubicada en Pampa Las Salinas. Río Piura transporta bastantes de los aluviones durante cada inundación, que se acumulan como deltas limnicos. La pro-gradación de deltas es rápida. Por ejemplo la extensión de la Laguna San Ramón durante de algunos decenas de años perdió 90% de su extensión original antes de 1973.

Procesos de riesgos principales: inundación, cambios de cauces, acumulación de los aluviones, erosión lateral de las riberas.



Fig. 3.40. Delta Limnico de Río Piura que termina en la depresión endorreica de Pampa Las Salinas.

26 Bajada

Bajada o también pedimento de acumulación, es una zona ancha donde se conectan los conos aluviales y forman un margen en el pie de los macizos Illescas y Paita como el margen del macizo Amotape que está ubicado al norte de Río Chira y este margen continua hasta la ciudad Talara. En algunas partes los conos aluviales de bajada tienen cauces donde se degrada o agrada, esto cambia permanentemente, cada lluvia importante.

Procesos de riesgos principales: inundación, cambios activos durante cada inundación (cambios de cauces, de acumulación o de erosión) algunas partes están humeas por nivel alto de agua subterránea y cambios de sistema de drenaje, así como sistema de agradación de aluviones.

27 Cono aluvial

Los conos aluviales en el área de estudio son frecuentes ya que la región está ubicada en el pie de los Andes, y es el punto final del transporte fluvial, siendo los conos aluviales agradados por los aluviones que llegan. Hay muchos tipos de conos aluviales cerca de macizos de Illescas, Paita y de Amotape. Conos aluviales importantes están en las llanuras aluviales de Río Piura bajo y Río Chira bajo. La morfología de conos aluviales depende de la pendiente, de la capacidad del agua para trasportar aluviones y la mayoría de conos aluviales se originan por la combinación de la fuerza de río, caudal, así como, por bastante presencia de aluviones que son transportados.

Frecuentemente los conos aluviales se conectan o juntan, especialmente en los pies de macizos Illescas y Paita, formando relativamente bajadas extensas. Algunos conos aluviales no son activos ya que drenaje cambio su dirección y ahora están abandonados por lo que no tienen soporte de aluviones o algunos conos aluviales parecen como no activos ya que la zona no tuvo precipitaciones algunas decenas de años por lo que están bastante áridos.

Procesos de riesgos principales: agradación de aluviones, inundación, cambio activo de cauce, humedad por nivel alto de agua subterránea y cambios de cauces avulsos.

28 Lobulo de derrame

Los lóbulos de derrame se originan en las llanuras aluviales de los ríos principales durante inundaciones cuando se rompen los terraplenes de agradación y la inundación ocupa otro espacio. Los aluviones forman otros lóbulos que tienen forma de cono bien plano. Esta mecánica de lóbulos de derrame son importantes en la parte baja del Río Piura, por ejemplo durante una inundación mediana en el año 2008 se originaron lóbulos de derrame que tienen algunos km² y espesor de acumulación de aluviones de hasta 1 m.

Procesos de riesgos principales: inundación, cambio activo de extensión de lóbulos y humedad por nivel de agua subterránea, cambios de cauce.

51 Mesa protegida por grava

En centro de paleorelieve existen algunas mesas relativamente pequeñas que protegen hasta algunos metros de espesor de grava fluvial fósil. Estas formas están aproximadamente a 130 m.s.n.m. en el paleorelieve en la parte occidental de la ciudad de Piura.

Fenómeno de lagunas y depresiones endorreicas

29 LAGUNA TEMPORAL DE LARGO PASO (ÑAPIQUE, SAN RAMÓN, LA NIÑA)

Entre las lagunas temporales de largo paso que pertenecen a la región Piura están las lagunas de Ñapique y San Ramón, que ahora funcionan desde el fenómeno de El Niño en año 1973, pero antes de esta fecha algunos años estuvieron también secos. Su origen está conectado con la avulsión del Río Piura que antes termino en el mar cerca de ciudad de Sechura, pero durante fenómeno de El Niño de los años 1891 y 1926 ambos lagos estuvieron llenos. Durante un largo periodo a mediados del siglo 20 estas lagunas estuvieron secas. La laguna La Niña algunas veces se seco durante los últimos 35 años. Entre las inundaciones importantes esta la inundación conectada con fenómeno El Niño de año 1998 cuando se origino un lago con extensión de 6.000 km², que conecto la regiones de Pampa Las Salinas, Quebrada Ñamuc y limanes cerca de Reventazón hasta región cerca de Lambayeque. Por largo paso podemos decir que lagunas no son estables ya que toda región pertenece a clima árido y lagunas dependen del agua del Río Piura.

Procesos de riesgos principales: inundación, cambio de nivel de laguna drásticos y sequia.



Fig. 3.41. Laguna Ñapique cerca de ciudad de Sechura.

30 LAGUNA INTERMITENTE DE CORTO PASO Y SALINA (PLAYA)

Estas lagunas de corto paso se originan después de inundaciones o precipitaciones raras en esta zona árida, y normalmente en las depresiones endorreicas secas que frecuentemente están saladas o con salinidad (Salina Grande, Pampa Las Salinas,

Pampa Ñamuc y otras depresiones endorreicas al sur de estas pampas). Estas depresiones en su mayoría están sin drenaje; bastantes de estas lagunas pequeñas se originan en canales de drenaje entre las depresiones más importantes por lo que todas las depresiones están conectadas con canales. Algunas salinas están también en canales que conectan depresión endorreica de Pampa Las Salinas y Estuario Virrila; en estos canales se originan lagunas hiper-salinas que después se secan. Salinas pequeñas se también se encuentran en todos los canales que existen en esta zona de depresión endorreicas.

Procesos de riesgos principales: inundación, movimiento activo de arena eólica, que se originen salinas, humedad cuando de agua subterránea sube nivel.



Fig. 3.42. Depresión endorreica Pampa Ñamuc que esta temporalmente inundada y se origina una laguna que queda algunos meses.

31 SEBKHA

Sobre las planicies costeras de desierto Sechura en zona supratidal existen algunas planicies pequeñas donde se originan durante lluvias raras o durante de oleaje intenso algunas lagunas pequeñas en depresiones endorreicas. También se originan salinas pequeñas y Sebkhas; siempre están cerca de las costa y por su humedad alta tienen alguna vegetación tipo halofito (pueden vivir en suelo salado). Sebkhas costeras también se pueden encontrar cerca de la bocana del Río Chira en la ribera izquierda entre el pueblo de Colán y bocana de río; también cerca de bocana antigua del Río Piura en Estuario San Pedro, y también en la costa de ciudad de Sechura y puerto de Bayovar. Pero una Sebkha más extensa está ubicada cerca de la costa sur de región Piura entre la bocana de Quebrada Ñamuc y macizo Illescas. Como Sebkhas se perciben también algunas depresiones sin drenaje de tamaño pequeño como playas pequeñas que existen tablazos y son zonas de infiltración de agua pluvial durante las lluvias raras. Durante las lluvias se producen lagunas pequeñas pero rápidamente se infiltra el agua o se secan.

Procesos de riesgos principales: inundación, salinización.

52 CAUCE DEBIDO A REBALSE DE DEPRESION ENDORREICA

Cauces debido a rebalse de depresiones endorreicas conectan en su mayoría depresión de Pampa Las Salinas con Estuario Virrila, lo que significa que cuando las depresiones endorreicas de Pampa Las Salinas y Pampa Ñamuc se rellenan por inundación, el agua de la inundación rebalsa al océano y después cuando baja la marea se originan canales o cauces donde después cuando baja el nivel de inundación en depresión endorreica se queda agua salada secándose o disminuyendo su nivel continuamente; después estos canales quedan rellenos con sal.

Procesos de riesgos principales: inundación, cambios de cauce, salinización.



Fig. 3.43. Quebrada Ñamuc es cauce debido a rebalse de depresión endorreica de Pampa Ñamuc a Sebkhá de Reventazón.



Fig. 3.44. Cauce debido a rebalse de depresión endorreica de Pampa Las Salinas a Estuario Virrila.

*Fenómeno de **costa***

32 ESTUARIO

Río Piura desemboca a Estuario Virrila que ahora presenta un valle de río que está inundado por mar y este estuario corta Tablazo Lobitos.

Procesos de riesgos principales: inundación y salinidad

33 LIMAN (laguna costera temporal)

Lagunas costeras temporales están ubicadas en las partes más profundas de las Sebkhás costeras. Las Sebkhás costeras con Limanes ocurren cerca de la bocana del Río Chira en ribera izquierda entre el pueblo Colán y bocana del río. También hay Limanes en la parte antigua del Río Piura y Estuario San Pedro, así como, a lo largo de toda la costa de ciudad de Sechura y puerto Bayovar. El Liman más extenso está ubicado cerca de la costa sur de región Piura debajo de la Quebrada Ñamuc.

Procesos de riesgos principales: inundación, movimiento activo de arena eólica, salinidad y humedad

34 DELTA MARINO

El Río Chira forma cerca de su bocana al mar un delta marino. El delta es una forma de bocana a mar que según las imágenes satelitales se puede observar procesos de pro-gradación

Avance del delta al mar siempre está conectado con inundaciones intensas durante el fenómeno de El Niño, el último en el año de 1998. Antes el Río Piura formo un delta cerca de la ciudad de Sechura pero este delta ahora no es activo porque el cauce del Río Piura ahora viene a la Pampa Las Salinas en zona de lagunas intermitentes.

Procesos de riesgos principales: inundación, movimiento activo de arena eólica, salinidad y humedad por nivel alto de agua subterránea, cambio de cauces y de cauces principales.

53 CAUCE PARALELO CON COSTA

En el delta original del Río Piura cerca de la ciudad de Sechura se originaron dos cauces principales que ahora no terminan directamente a mar, pero continúan algunos kilómetros, dependiendo de terraplenes costeros que desembocan al mar. Sus bocanas frecuentemente están cerradas por terraplén costero pero la siguiente inundación abrirá la bocana. Situación similar con cauces paralelos se originaron algunos años antes en bocana de Río Piura cerca de San Pedro, entre Vega Los Amarillos y terraplén costero. Cambios dinámicos muy intensos de cauce paralelo de Río Chira son frecuentes, especialmente cerca de pueblo Bocana.

Procesos de riesgos principales: cambio de cauces, salinidad, inundación, actividad eólica.



Fig. 3.45. Cauce paralelo con costa de Río Piura entre Vega Los Amarillos y terraplén costero, que termina cerca de San Pedro, alguna parte está ocupada por manglares.



Fig. 3.46. Cauce paralelo con costa de Río Chira con cambios dinámicos por inundación frecuentes

35 BARRERA COSTERA Y PLAYA ACTIVA

Las Playas son el resultado de olas que acumulan arena costera en las formas de la costa, la mayoría de las formas que bordean toda la costa de región Piura son activas; en su mayoría son de arena pero también se conocen de composición de grava, así como, de restos de conchas. Estas acumulaciones forman también

terraplenes cerca de la playa. En la región Piura existen, en su mayoría, playas por olas; solamente algunas playas su origen está conectado con la subida del nivel del mar (cambio de mareas). La Barrera costera es una forma compleja de origen poligenético como resultado de las olas, mareas, corrientes marinas y actividad eólica. Cerca del terraplén costero hay acumulaciones que en su mayoría son por transporte eólico de arena.

Procesos de riesgos principales: movimiento activo de arenas eólicas, salinidad e inundación.



Fig 3.47. Playa con terraplén costero cerca de San Pablo y de ciudad Sechura.

49 BARRERA COSTERA Y PLAYA EN RETROCESO



Fig. 3.48. Barrera costera y playa en retroceso cerca de San Pedro (Sechura).

En los golfos y atrás de los deltas de los ríos principales del Río Piura y del Río Chira existe una acumulación de arena que se da permanentemente y se originan las planicies que forman las playas y terrapienes antiguos. También se originan las

dunas y cubiertas eólicas como barjanes o dunas elongadas. También es posible que se originen las depresiones pequeñas con Limanes. El origen de las barreras costeras y playas en retroceso son provocadas por la corriente marina permanente de Humboldt, la dirección permanente de las olas y la acumulación de arena durante las inundaciones extremas.

Durante del fenómeno El Niño estas planicies están inundadas.

Procesos de riesgos principales: inundación, actividad eólica, salinidad, humedad.



Fig. 3.49. Zona de barreras costeras y playas en retroceso de más de 4 kms de ancho, parcialmente cubierta por arena eólica. La razón es la pro-gradación del delta de Río Chira.

44 PALEOBARRERA DE PLAYA

Las Barreras son siempre algunos terraplenes longitudinales de restos orgánicos bien cementados de arena, conchas o sea que son paleoterraplenes o paleo barreras antiguas y están en las superficies de los tablazos. Paleobarreras son de hasta algunos kilómetros de longitud y su ancho es de decenas de metros.

Fenómeno eólico

37 ERG INACTIVO (mar de arena inactivo)

Se puede decir que es una parte bien extensa de la región de Piura que está ubicada en la zona árida del desierto Sechura y está cubierta por algunos tipos de desierto: Hamadas (superficie de desierto rocosa) hay en macizos de Illescas y Paita; La superficie del Serir (superficie de desierto con pedazos pequeños de piedra mezclada con arena), está desarrollada siempre sobre superficies de conos aluviales

antiguos etc.; pero en su mayoría hay Erg (superficies de arena), especialmente en la parte oriental de la carretera Panamericana entre el desvío Bayovar y la ciudad Piura; estando cubierta por un espesor grande de arena estabilizada y sobre esta arena estabilizada se tienen poco dunas activas; estas acumulaciones siempre cubren un bosque de Algarrobo.

La orientación de dunas elongadas, en su mayoría, corresponde a dirección de viento, casi Sur-norte.

Procesos de riesgos principales: movimiento de arena locales o dunas activas, peligro de deforestación que puede provocar procesos eólicos activos (cuando son cubierto por bosque no son problemas pero por deforestación pueden crear problemas), actualmente acuífero de agua subterránea esta mas de 100 abajo o sea que este Erg inactivo está bien equilibrado y cada cambio puede cambiar equilibrio de zona.



Fig. 3.50. Erg cerca de carretera Panamericana cerca de ciudad Piura



Fig. 3.51. Erg cerca de puerto Bayovar sobre tablazo Talara.

38 ERG ACTIVO (mar de arena activo con campo de dunas)

En esta zona con arena eólica activa se pueden limitar algunas zonas donde se producen algunos tipos de dunas y en su mayoría son dunas de tipo Barjan, pero también en algunas partes se pueden ver dunas del tipo elongadas. Casi no hay presencia de otro tipo de dunas ya que el viento tiene una dirección dominante desde sur hasta el norte. Campos de dunas de barjanes en su mayoría se originan atrás de barjanes grandes, como extremidades de barján grande (los Perritos, Julián Chico, Julián Grande, Cerro Duna ect.). Los Campos de dunas del tipo barjanes se originan en las planicies de playas y barreras de retroceso y en algunas superficies de tablazo.



Fig. 3.52. Campo de dunas como continuación de la extremidad de barjan Los Perritos.



Fig. 3.53. Campo de dunas sobre tablazo Talara cerca de Vice que tienen su origen en las playas activas y en zona de barreras y playas en retroceso cerca de San Pedro.

39 BARJAN (MÉDANO)

En la zona de estudio existen algunos barjanes enormes que tienen un ancho de hasta algunos kilómetros y barjanes mas grandes tienen altura hasta de 50–60 m sobre otra superficie. Los Barjanes más grandes son Julián Grande, Julián Chico, Los Perritos, Cerro Grande en depresión Salina Grande y otros barjanes sin nombre. *Procesos de riesgos principales: movimiento activo de arena eólica, cambio de posición o ubicación de barjanes.*



Fig. 3.54. Cerro Duna y Salina Grande están ubicados en el fondo de la depresión endorreica



Fig. 3.55. Barjan Julián Chico con un delta limnico de Río Piura en depresión endorreica de Pampa Las Salinas

40 NEBKHA

Comúnmente sobre los tablazos siempre existen alguna fuente de arena eólica (playa, ladera de retroceso de la depresión endorreica o donde esta una humedad de aire más alta, generalmente cerca de la costa) se originan campos de Nebkhas. Para origen de nebkhas es importante la existencia de vegetación ya que la arena se queda retenida por la vegetación y estabilizando el nebkha.

Procesos de riesgos principales: movimiento activo de arena eólica, posibilidades de salinización.



Fig. 3.56. Margen de liman cerca de Revantazon donde se forman nebkhas



Fig. 3.57. Campo de nebkhas sobre tablazo Talara cerca de carretera a Bayovar.

4. SISTEMAS FLUVIALES DEL DESIERTO SECHURA

El relieve del desierto Sechura está de forma acentuada formado por tres principales sistemas fluviales que nacen en los Andes y son los Ríos Piura, Chira y Cascajal. Entre estos cursos se encuentran las terrazas marinas con restos de los los sistemas litorales de retroceso (llamados aquí "tablazo"), como niveles más altos del paleorelieve (Fig.1.1). Aunque el río más acuoso es Chira, desde el punto de vista del desarrollo del área y desde el punto de vista de los riesgos naturales es el río más importante Piura, porque influye directamente el desarrollo geomorfológico de una mayor parte del desierto Sechura y su actividad inundante representa el mayor riesgo para los habitantes y para la infraestructura. El río intermitente Cascajal nace en la zona árida de los Andes, así que funciona solamente durante las lluvias y el fenómeno El Niño.

La red fluvial originaria del área estudiada y sus alrededores más amplios fue diferente de la actual. La principal diferencia en comparación con la actualidad fue el Río Chira (paleo-Chira), el cual pasaba por el actual valle Pajaritos a lo largo de una falla acentuada de rumbo SSO-NNE y desembocaba en el actual territorio Bajo Piura. La conclusión es que el Río Piura fue por lo menos durante una parte del periodo el afluente de la izquierda del Río Chira. El horcajo de estos ríos se encontraba a más o menos 13 kms hacia el NNE de la actual ciudad Piura y se puede observar en el relieve del paisaje hasta hoy en día (Fig. 4.1). La parte baja de en actualidad acentuadamente cortado curso del Río Chira fue en el Pleistoceno formada por el Río Saman (Paleo-Saman) que bajaba del macizo Amotape. El Río Chira cambió su rumbo y abandonó el valle Pajaritos en el Pleistoceno Superior en consecuencia de la captura de su valle originario por la erosión retrógrada del afluente de la derecha Saman (Paleo-Saman), el cual fue orientado en el eje del actual valle del Río Chira. El Río Saman entonces llegó a ser el afluente de la derecha del Río Chira.

El transcurso del Río Piura fue durante el Pleistoceno en la parte media y baja del curso prácticamente igual con el actual, sin embargo, el Piura no era en esa época el río principal del área. Un río mucho más importante era el río paleo-Cascajal, el cual tenía que tener durante el Pleistoceno Medio y Superior aportación mucho más alta, lo que insinúan los restos de un extenso complejo de drenajes y acumulaciones guijosos que se depositaron en la parte media y baja del curso. En esta época tenía el paleo-Cascajal una cuenca mucho más extensa (veáse fig. 4.2.), la cual fue durante el Pleistoceno inferior capturada por el río paleo-Piura. El capturo sucedió a lo largo de la falla no-se y esta falla fue utilizada por un afluente del Río Piura. Piura llegó entonces a ser el río principal de todo el área, porque había aumentado la parte alta de su cuenca. La actual red fluvial se terminó durante el Holoceno.

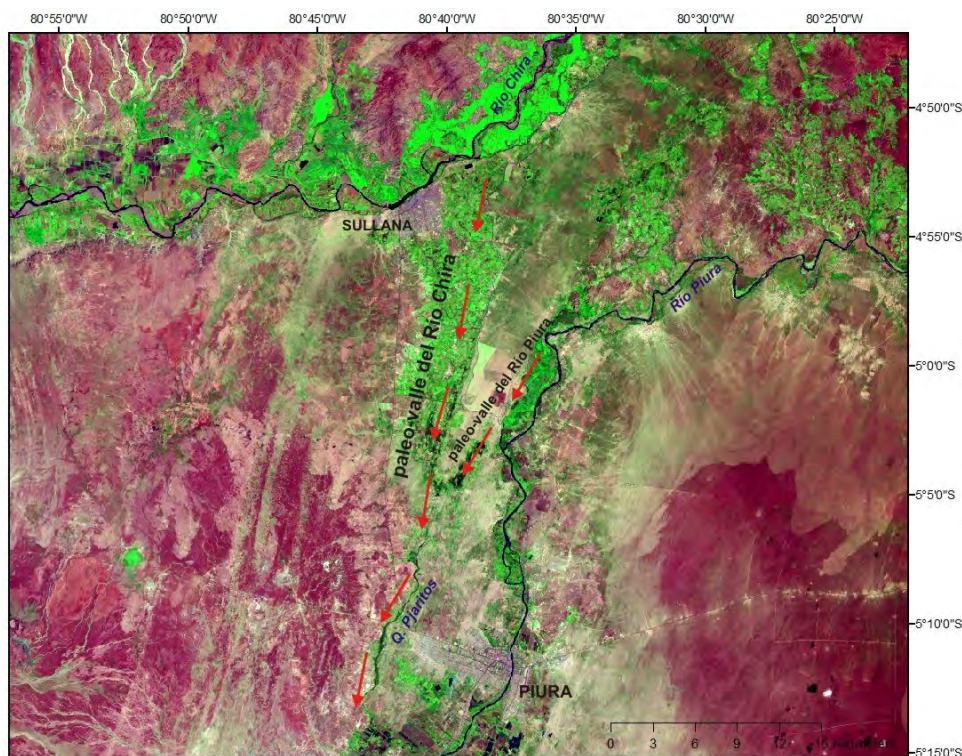


Fig. 4.1. Foto satelital de la parte baja del Río Chira y la parte media del Río Piura. Las flechas rojas señalan el transcurso del lecho originario del Río Chira y el lugar donde aflucía el Río Piura.



Fig. 4.2. Reconstrucción de los cambios de la parte alta de los Ríos Piura y Cascajal durante el Pleistoceno Inferior. La línea blanca representa la arista del Pleistoceno Superior entre los ríos paleo-Piura y paleo-Cascajal; la línea blanca interrumpida representa la arista actual; en color azul con descripción está reconstruido el transcurso de la principal red fluvial de los ríos paleo-Piura y paleo-Cascajal. Como database fue utilizada una foto de Google Earth.

4.1. Característica del Río Piura

El Río Piura nace en los Andes cerca de la ciudad Canchaque en la altitud alrededor de 3 600 msnm y su cuenca tiene extensión total 12 216 km². El río abandona el área de los Andes cerca de la ciudad Chulucanas donde empieza su sistema fluvial árido alóctono, es decir que no tiene nuevos afluentes permanentes.

Durante las inundaciones aumenta acentuadamente la aportación en el Río Piura, lo que causa dinámicos cambios de todo el sistema fluvial. La aportación anual media fue de 47.9 m³/s en el periodo 1969–1999 (Vera & Ordóñez, 2006). En realidad la aportación durante el año es muy irregular con los valores máximos desde enero-mayo y mínimos de agosto-noviembre. El valor Q_{bf} (*aportación del lecho lleno*) ~2400 m³/s y Q_{max} (*aportación máxima*) ~4420 m³/s corresponden a las aportaciones extremas durante el fenómeno El Niño 1998 en la ciudad Piura. Las inundaciones más dramáticas suceden en la parte baja del curso, al sur de la ciudad Piura. La llanura fluvial tiene en este área forma de un cono irregular con la extensión 680 km², cuya forma está influida por la geometría del sistema de fallas (véase Anexo 1).

El sistema fluvial está en su parte baja formado por el lecho principal que es en promedio 100–150 mts ancho y por una gran cantidad de lechos laterales anastomósicos, los cuales son activos solamente durante inundaciones fuertes. Cada uno de los lechos fluviales tiene baja sinuosidad (P_{ind} ; *sensu* Brice, 1964, varia entre 1,11 y 1,23) y se pueden interpretar como directos. El valor promedio del índice w/d (relación anchura/profundidad del lecho) fluctua alrededor de 20. En los lechos se deposita sobre todo arena de grano fino en forma de bancos intercaudales y laterales que llegan al tamaño de cientos metros (Fig. 4.3A). La llanura fluvial de este sistema fluvial tiene numerosos humedales y lagos intermitentes en los cuales se deposita sobre todo material argiláceo-polvoroso (Fig. 4.3E). Cada uno de los lechos que pasan por la llanura fluvial está bordeado por crestas de agradación, formados por material arenoso de grano fino o polvoroso. Su anchura fluctua alrededor de 50 mts y se forman elevaciones por encima de la llanura fluvial de unos metros con el máximo alrededor de los bancos de erosión de los lechos. En caso de ruptura de estos bancos se forman lóbulos de derrame (Fig. 4.3C, 4.4) formados por material arenoso y tienen extensión X00 hasta X000 m². En la superficie de cada uno de los conos hay una desarrollada red de lóbulos de derrame bifurcados (Fig. 4.3D). La mayoría de estos conos tiene desarrollo polifásico, cuando su actividad renace durante las inundaciones por unos años. Durante las aportaciones altas durante las inundaciones puede moverse parcialmente o absolutamente la línea de flujo a uno de los lóbulos de derrame en la superficie del cono y puede moverse (avulsión) el lecho principal a una posición nueva. El lecho originario está abandonado o transcurrido por cierta época por una parte de la aportación. Una elevada sedimentación del material en el área del cono acelera su progradación, la cual junto con la agradación del sedimento alrededor del lecho nuevo causa la creación de una crstade avulsión. El sistema de lechos en la superficie del lóbulo de derrame originario sigue desarrollándose por algún tiempo y se forma un complicado sistema de lechos anastomósicos. Después de la estabilización del nuevo lecho principal están estos lechos anastomósicos

abandonados o están transcurridos solamente durante las inundaciones. El agua que abandonó durante la inundación el sistema de los lechos y se derramó en la llanura fluvial vuelve al cauce por un sistema de canales de drenaje.



Fig. 4.3. (A) Ejemplo de banco lateral arenoso (barra) al borde del lecho principal del Río Piura (puente de Independencia, abril 2008). (B) Lecho originario del Río Piura cerca de la ciudad Sechura. El lecho está paulatinamente rellenado por arenas eólicas (octubre 2007). (C) Ejemplo de la superficie de un gran lóbulo de derrame, el cual progresa al lago San Ramón (abril 2008). (D) Ejemplo de un lecho pequeño en la superficie del lóbulo de derrame (octubre 2007). (E) El fondo de uno de los lagos intermitentes, comunicado durante las inundaciones con el lago San Ramón. Sedimentos lacustres polvorosos perturbados por brechas lodosas. (octubre 2007). (F) Médanos eólicos parcialmente con vegetación, que forman el dique natural del lago Ñapique (octubre 2007).



Fig. 4.4. Ejemplo de lóbulo de derrame en la parte baja del Río Piura.

A base del estudio llevado a cabo se puede el sistema del Río Piura interpretar como un sistema fluvial anastomósico a corto plazo (*sensu* Makaske, 2001), en el cual los lechos de derrame, de avulsión y de drenaje forman una red de lechos anastomósicos activos en el marco de la llamada cresta de avulsión y sus alrededores. En periodo de bajas aportaciones están los lechos parciales abandonados y activo permanece solamente el lecho principal. Las aportaciones extremas típicas para el periodo ENSO, formación de los lóbulos de derrame y agradación de la cresta fluvial (desarrollo de la cresta de avulsión) son las causas principales del movimiento del lecho principal del Río Piura.

4.2. Reconstrucción del desarrollo del Río Piura

Las investigaciones actuales demuestran que hasta el último glacial el Río Piura desembocaba en una extensa bahía marina que se extendía al sur de la actual ciudad Piura. La datación por radiocarbono de las conchas de las vieiras del tablazo Lobitos (la terraza marina más baja) enseña la edad $50,8 \pm 3,6$ ka BP. El Río Piura depositaba en esta bahía sus sedimentos y formó un extenso sistema deltaico, el cual se modificó después del retroceso del mar en sistema fluvial que rellenaba la depresión de la bahía antigua. Debido al bajo gradiente de este área tiene el río aquí durante las aportaciones altas carácter anastomósico y forma un extenso cono fluvial, llamado “*inland delta*”. El área de la antigua bahía pasa hoy en día por su fase terrígena árida y tiene carácter árido que se caracteriza por médanos y campos de nebkhas, plataformas de deflación y sistema de lagos intermitentes (Pampa Las Salinas a Quebrada Ñamuc), fundados en tectónicamente predispiestas depresiones sin desague.

En la historia el Río Piura desembocaba en el Pacífico cerca de la ciudad Sechura. De los datos de radiocarbono de sedimentos fluviales es obvio que había actividad fluvial durante los últimos ~1500 años, es decir de la segunda mitad del siglo cinco AD. El estudio sedimentológico de estos sedimentos comprueba la presencia de fuertes inundaciones durante esta historia más joven del Río Piura (Fig. 4.5). Estos datos más antiguos corresponden a la fase media del desarrollo de la cultura Mochica y la fase inicial del desarrollo de la cultura Chimú en el área de la actual región Piura, las cuales aprovechaban la llanura fluvial para la agricultura y con mayor probabilidad dependían de las regulares inundaciones relacionadas con el fenómeno El Niño (compara entre otros las abundancias de la presencia de ENSO fenómenos durante el Holoceno en el trabajo de Koutavas et al. 2006). Las informaciones sobre la ocurrencia del fenómeno El Niño durante los últimos más o menos 300 años ofrece Huertas (1999), quien señala como años de importantes inundancias los años 1720, 1728, 1791, 1871, 1878, 1891, 1925, 1940, 1972, 1983, 1998. Huertas (1999) a continuación cita que durante las inundaciones del siglo XIX se siempre movía el desemboque del río de la ciudad Sechura hacia la parte central del desierto (estado actual). Hasta 1891 el río fue devuelto de forma artificial a su lecho originario. Después del fenómeno El Niño en 1891 se conservó su nuevo transcurso natural con la desembocadura en el lago intermitente San Ramón (Huertas, 1999; Fig. 4.6).

Actualmente es el lecho originario activo solamente durante algunas inundaciones importantes. En estado normal solamente lleva el agua redundante de los canales de irrigación. Durante los últimos 120 años se reocupó este lecho solamente durante el fenómeno El Niño en 1983 (Fig. 4.6C). En actualidad el Río Piura sigue desembocando en el lago San Ramón, el cual está unido con otro lago Ñapique (Fig. 4.6I). Las investigaciones actuales demuestran que el origen de estos lagos está estrechamente relacionado con el sistema de fallas de rumbo NO-SE y NE-SO y con la acumulación del material eólico al borde meridional del sistema fluvial, donde se amontonan médanos, los cuales forman un dique natural que contiene el agua en los lagos (Fig. 4.6F). Aunque la costa occidental de América del Sur se caracteriza por el retroceso del mar, la parte baja de la cuenca del Río Piura está influida por la base erosional formada por la superficie de estos dos lagos. Por eso no está el río acentuadamente cortado y durante las inundaciones el agua derrama hacia los lados y se deposita una gran cantidad del material transportado. El agua, sin embargo, no termina en estos lagos sino sigue al área Pampa Las Salinas, donde forma el lago intermitente La Niña, el cual durante las últimas decenas de años permanece en pequeña medida también durante los años secos y no es solamente gracias a las inundaciones sino también gracias a los restos de agua de irrigación (*aguas del retorno*). De este área rebosa el agua durante las inundaciones al Pacífico por medio del estuario Virrila al valle Quebrada Ñamuc. Durante inundaciones muy grandes, como fue por ejemplo El Niño en 1998, se puede observar un parcial desague del lago Ñapique hacia NNO al lecho originario del Río Piura y el rebose del agua de las inundaciones de este lago a la parte noroccidental y occidental de

Pampa Las Salinas, donde se forma un complicado sistema de pequeños lagos y lechos unidos más adelante por el curso con el lago La Niña (Fig. 4.6G).

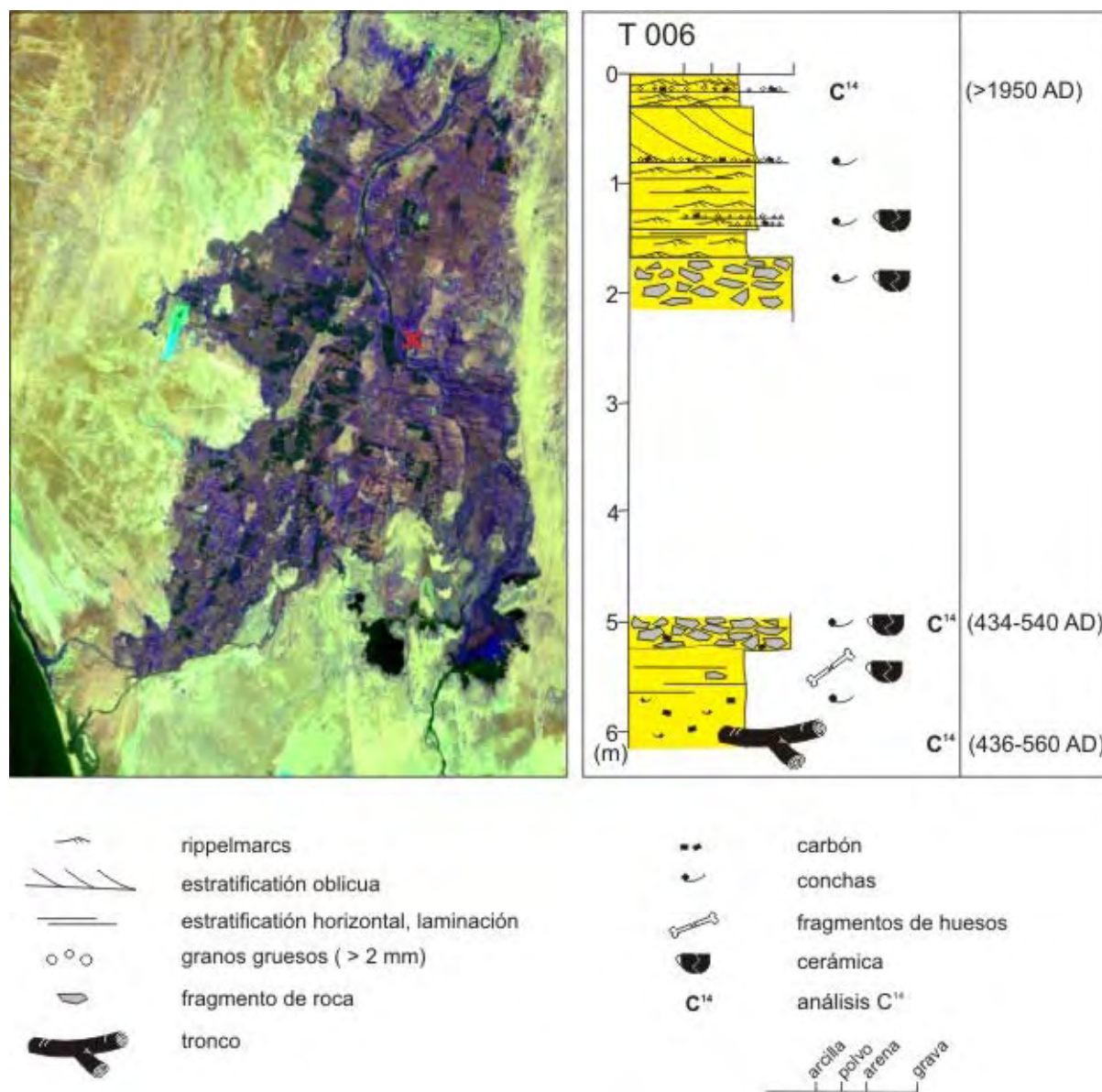


Fig. 4.5. Perfil litológico de los sedimentos del Río Piura con los datos de radiocarbono. La posición del perfil está marcada en la foto satelital.

Los últimos 50 años que podemos observar detalladamente a base del uso de datos de teledetección de tierra (fotos aéreas, fotos satelitales), sufrió el sistema fluvial del Río Piura importantes cambios y no solamente gracias a las influencias naturales sino también en consecuencia de la actividad antropogénica. Durante este periodo fueron registrados tres fenómenos El Niño con gran intensidad de inundaciones (llamados mega Niño), en los años 1972, 1983 y 1998. La interpretación de las fotos satelitales y aéreas de diferentes horizontes de tiempo (el análisis multitemporal) señala el lecho principal tiene en su curso bajo la tendencia a largo plazo de

moverse hacia el este (Fig. 4.6). Además de los datos distanciales lo demuestran también los restos de los lechos abandonados que se encuentran en la parte oriental del sistema y se utilizan actualmente como canales de drenaje para el agua redundante de la irrigación. Cada uno de los episodios de la migración lateral y movimiento del lecho está unido con inundaciones extremas. Esta tendencia puede ser una consecuencia casual del desarrollo sedimentario del sistema del río, cuando el lecho busca una trayectoria con mayor gradiente y abandona durante la inundación la cresta fluvial, elevada por encima de la llanura fluvial en los alrededores (4.7). Una causa probable puede ser también la inclinación tectónica de la superficie relacionada con los movimientos tectónicos de las afeuras de los Andes.

Durante el periodo observado sufrió el sistema también algunas intervenciones técnicas. En 1972 fue terminado el canal que lleva una parte de agua del Río Chira al Río Piura (Canal de Derivación). La mayor parte de agua se utiliza para la irrigación y los restos no aprovechados contribuyeron de forma importante a la dotación de agua de todo el sistema, lo que se manifestó por la prolongación del periodo de la evaporación de agua de los lagos intermitentes. En los años noventa del siglo 20 fueron construidos terraplenes contra inundaciones debajo de la ciudad Piura, los cuales perturbaron el desarrollo natural del sistema fluvial. Por la construcción de los terraplenes disminuyó la superficie para el derrame natural de agua de inundaciones y también el espacio para la sedimentación de los sedimentos transportados. Gracias a ello ocurre en algunas partes la agradación de sedimentos elevada, lo que tiene como consecuencia que el río fluye en estas partes unos metros por encima de la llanura fluvial en alrededores y fuera de los terraplenes. Estos terraplenes protegen actualmente contra las inundaciones corrientes, pero en consecuencia de la disminución de la capacidad del espacio entre los terraplenes y del aumento de la diferencia de las altitudes entre el lecho y la llanura fluvial crece el peligro potencial causado por una gran inundación durante el fenómeno El Niño. En caso del desbordamiento o de la ruptura del dique el efecto primario se concentraría en un territorio mucho menor y tendría consecuencias mucho más destructoras. Al principio del siglo XXI fue artificialmente trasladada la parte baja del lecho principal del Río Piura (a nivel de las poblaciones Ventura, Nuevo Tallan, Nuevo Piedral) hacia el oeste a un lecho nuevo que utiliza parcialmente los lechos antiguos abandonados y parcialmente pasa por un tramo absolutamente nuevo. Esta intervención técnica fue realizada para proteger la carretera Panamericana, que había pasado junto al lecho principal y durante las inundaciones estaba inundada o amenazada por erosión. El río, sin embargo, sigue teniendo la tendencia de volver a su lecho original a lo largo de Panamericana, además el nuevo lecho regulado causa inundaciones de las áreas cerca de las poblaciones Piedral y QuadaLupe y aumenta la transportación de sedimentos hacia el borde noroccidental del lago Ñapique.

Además del sistema fluvial, también los lagos sufrieron cambios importantes. Es indudable que el traslado del lecho principal del Río Piura al desierto tuvo como consecuencia una elevada dotación de los lagos por agua. Por otra parte, sin embargo, este hecho empezó el desaparecimiento de ambos lagos, sobre todo del

lago San Ramón. El análisis de las fotos satelitales demuestra acentuados incrementos de la crest de avulsión hacia el interior del lago. La progradación de este extenso cuerpo sedimentario durante las inundaciones cuasa un paulatino atarquinamiento del lago. Este análisis demuestra que durante el periodo entre los años 1973 y 2007 disminuyó la superficie del lago de 35 km² a 4 km² (Fig. 4.8). El lago Ñapique todavía no está atarquinado de forma acentuada porque en este lago no desemboca ninguno de los lechos principales del sistema fluvial, pero su atarquinamiento puede pasar en el futuro cercano.



Fig. 4.6A. Las fotos aéreas del 1961 retratan el Río Piura durante el periodo muy seco. Las fotos demuestran muy baja aportación en el lecho principal, el agua ni llega hasta el lago San Ramón y se consume para la irrigación. El lecho antiguo cerca de la ciudad Sechura lleva solamente agua redundante de la irrigación. Todos los lagos están secos, probablemente en consecuencia de sequía muy larga.

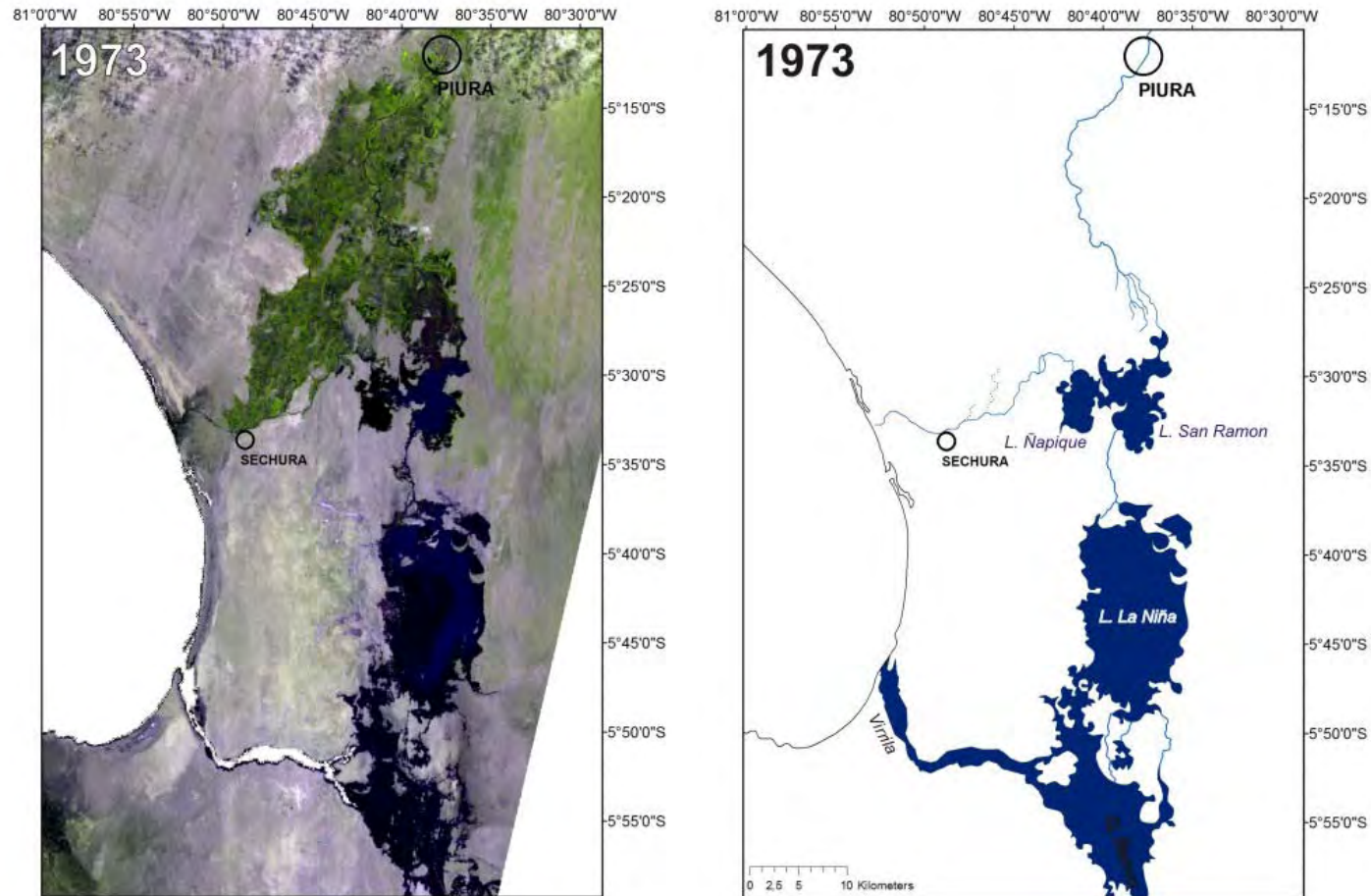


Fig. 4.6B. Foto satelital del 1973 retrata el Río Piura más o menos un año después de las inundaciones causadas por el fenómeno El Niño en 1972/73. El río sigue teniendo aportación elevada y se puede observar un sistema de lechos anastomósicos en el desembocadura del curso en la Laguna San Ramón. Todo el sistema desaguaba en este periodo al Pacífico, sobre todo a través del estuario Virrila y del valle Quebrada Ñamuc. El desagüe ocurría parcialmente también a través del lago Ñapique al lecho originario con el desembocadura en el océano cerca de la ciudad Sechura. El sistema lacustre del desierto Sechura está lleno de agua y su extensión se acerca al máximo del año 1998.

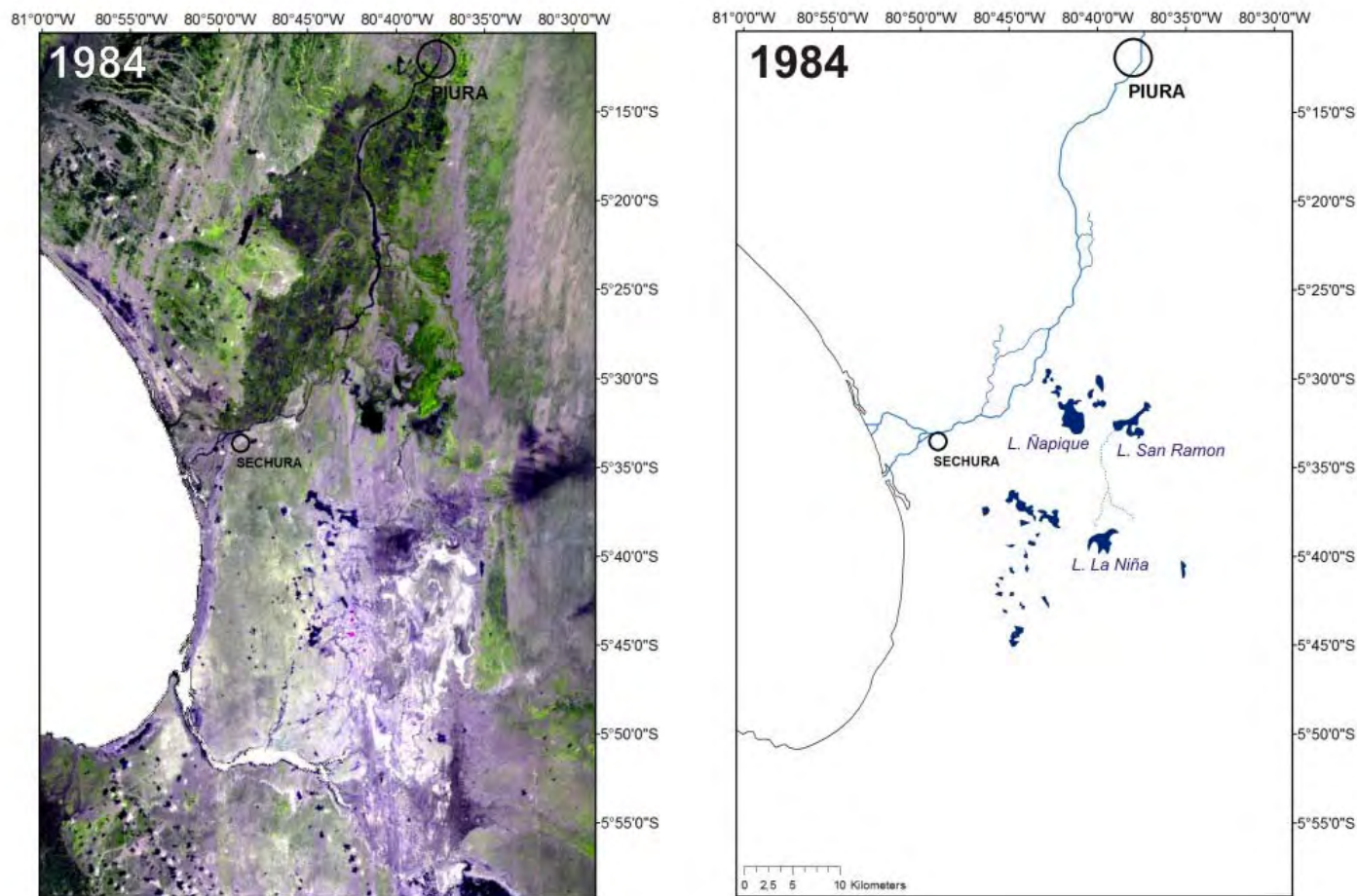


Fig. 4.6C. Esta foto retrata el Río Piura un año después del fenómeno El Niño 1983. Se puede observar que durante la inundación se había reocupado el lecho originario cerca de la ciudad Sechura. Pequeños lagos al sudeste de la ciudad Sechura son probablemente restos de las precipitaciones locales durante el fenómeno. El hecho de que el lago La Niña está casi seco demuestra que las aguas de las inundaciones del Río Piura desaguaron directamente en el Pacífico.

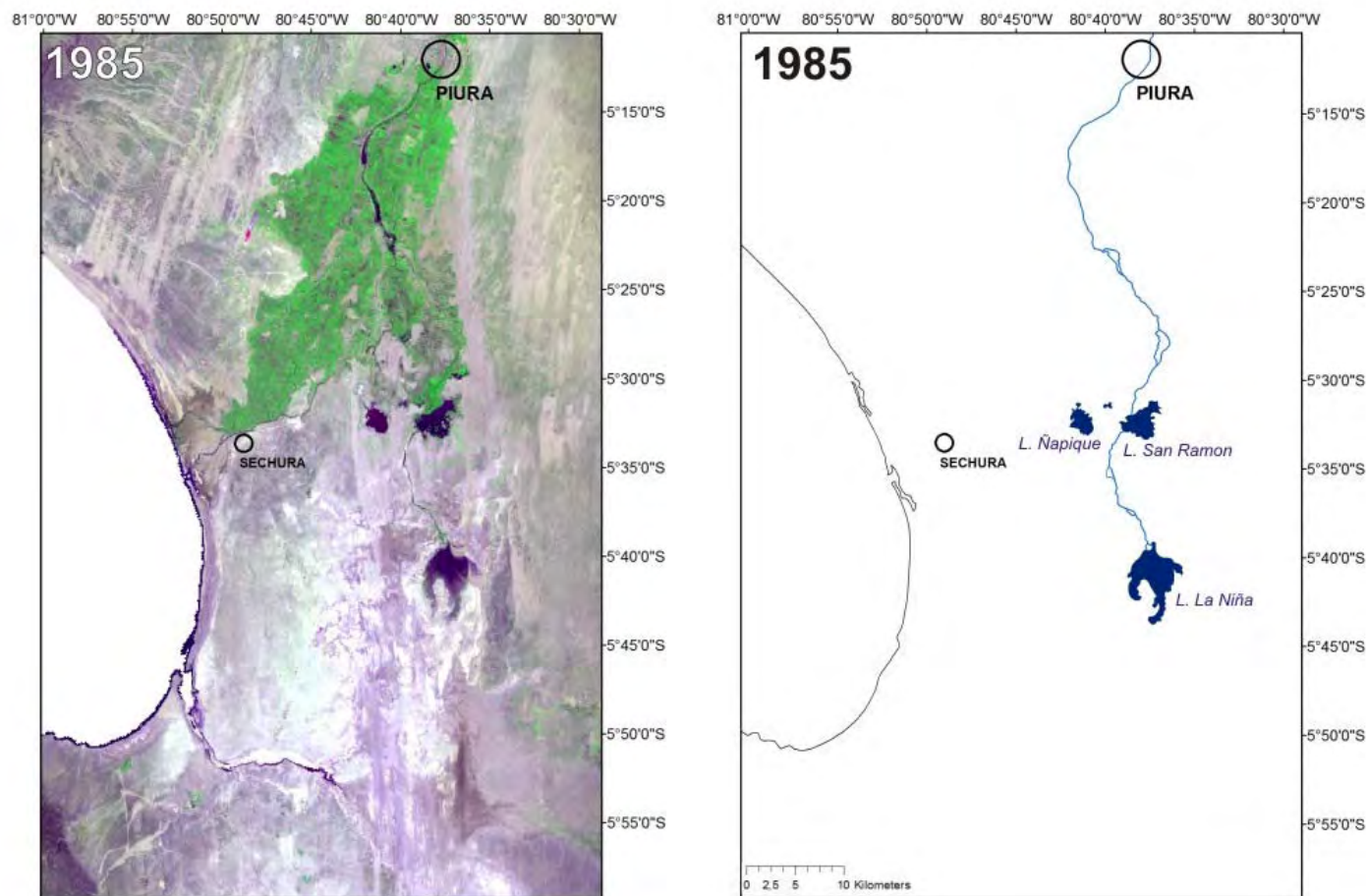


Fig. 4.6D. La foto demuestra el retroceso del río al lecho que desemboca en el lago San Ramón. El cambio en comparación con el año 1984 se produjo en consecuencia de la inundación al principio del año 1985 o en consecuencia de una intervención antropogénica. La extensión del lago La Niña, sin embargo, no insinúa aportaciones altas durante la inundación supuesta.

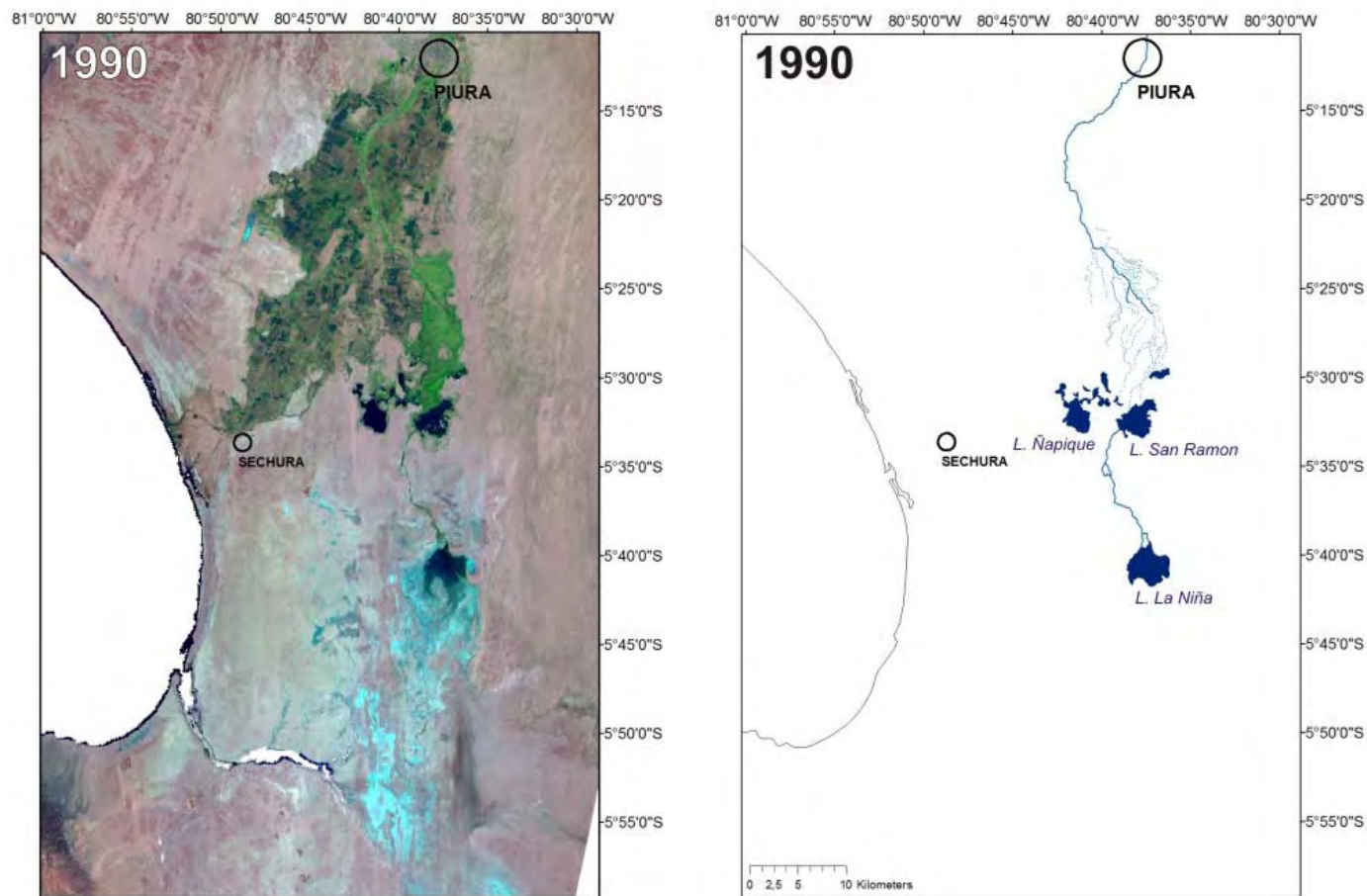


Fig. 4.6E. La foto retrata el Río Piura al terminar el periodo de elevada aportación. Aunque los los lechos en el curso bajo ya no están transcurridas por agua, se puede insinuar según el estado de vegetación y la humedad del territorio, que fueron activados hace poco por algún tiempo pequeños lechos anastomósicos en la cresta fluvial activa. La extensión del lago La Niña, sin embargo, no demuestra que había en el último periodo una inundación importante en este sistema.

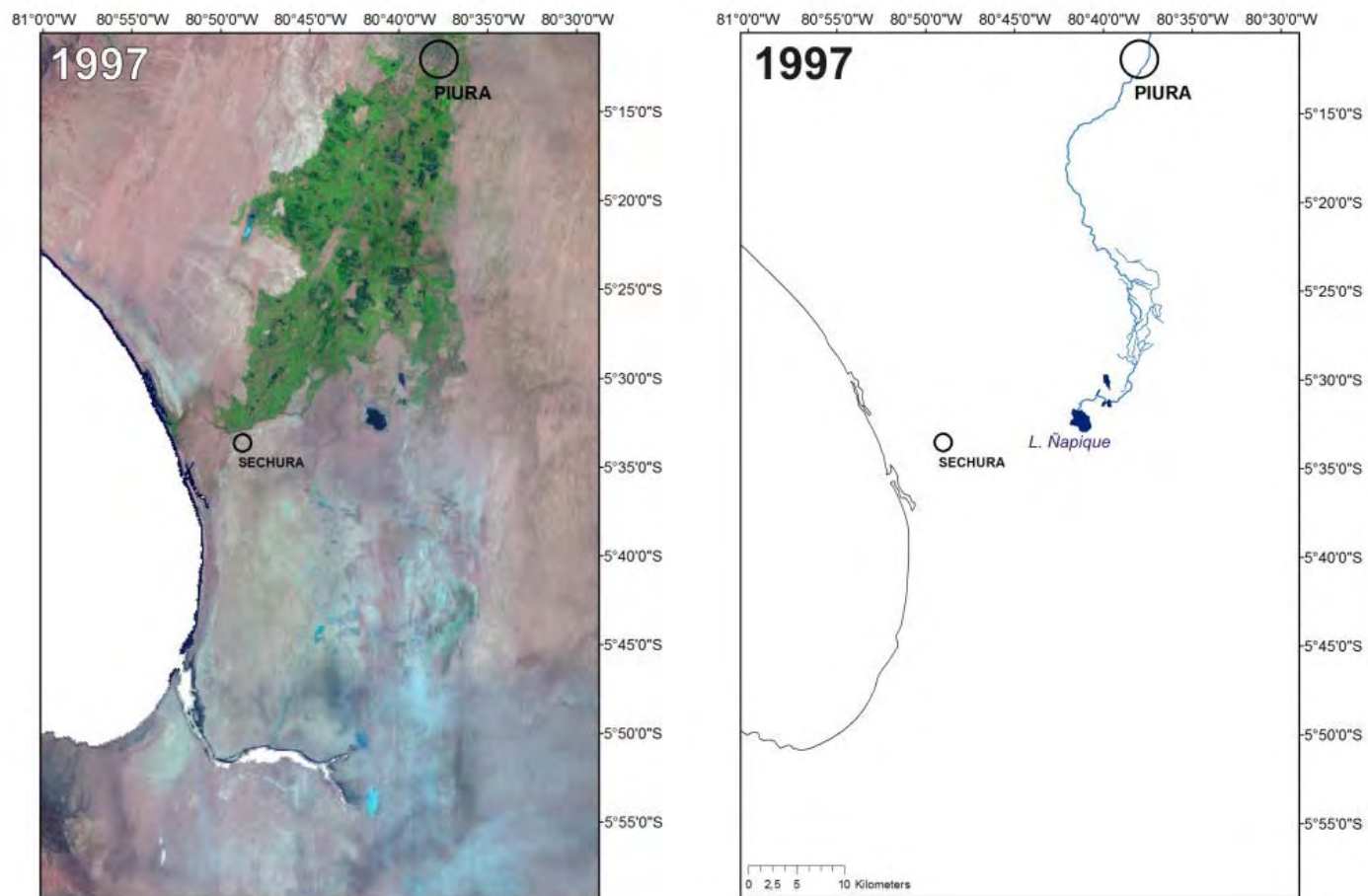


Fig. 4.6F. En la foto está el sistema del Río Piura durante un periodo muy seco. Los lagos San Ramón y La Niña están secos, Ñapique tiene la extensión acentuadamente disminuida.

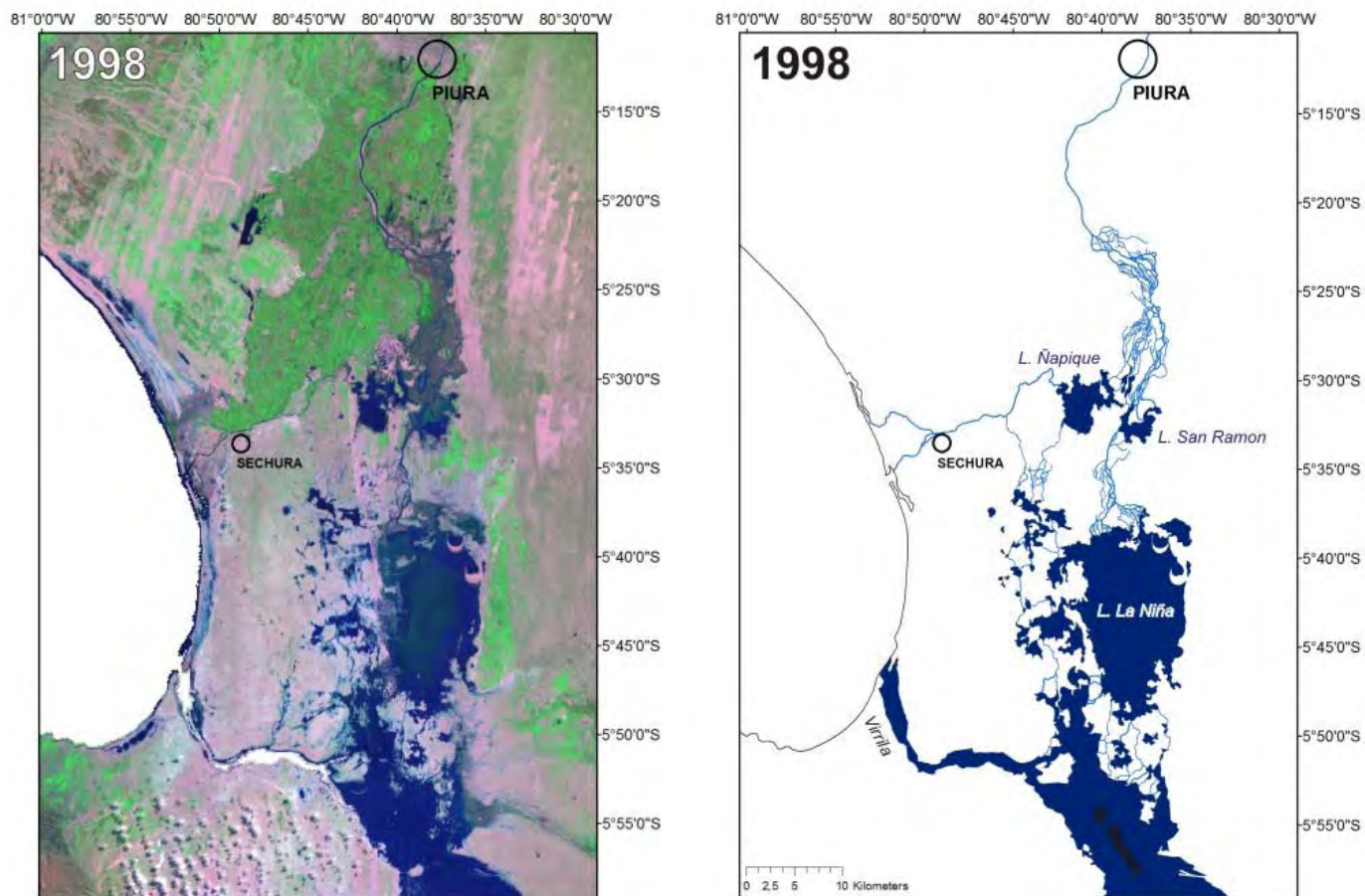


Fig. 4.6G. Foto del sistema del Río Piura durante o justo después del fenómeno El Niño 1998. En el área de la cresta fluvial activa se puede observar un complicado sistema de lechos anastomósicos. El sistema fluvial desagua por tres caminos: 1) en el lago La Niña y a continuación a través del estuario Virrila y el valle Quebrada Namuc en el océano, 2) se forma drenaje a través del lago Napique al lecho antiguo cerca de la ciudad Sechura, 3) en la esquina sudoccidental del lago Napique el agua infiltra a la acumulación eólica de la cual sale el agua por un sistema de lechos efímeros a pequeños lagos unidos con el lago La Niña y con el estuario Virrila. El sistema lacustre tiene extensión máxima.

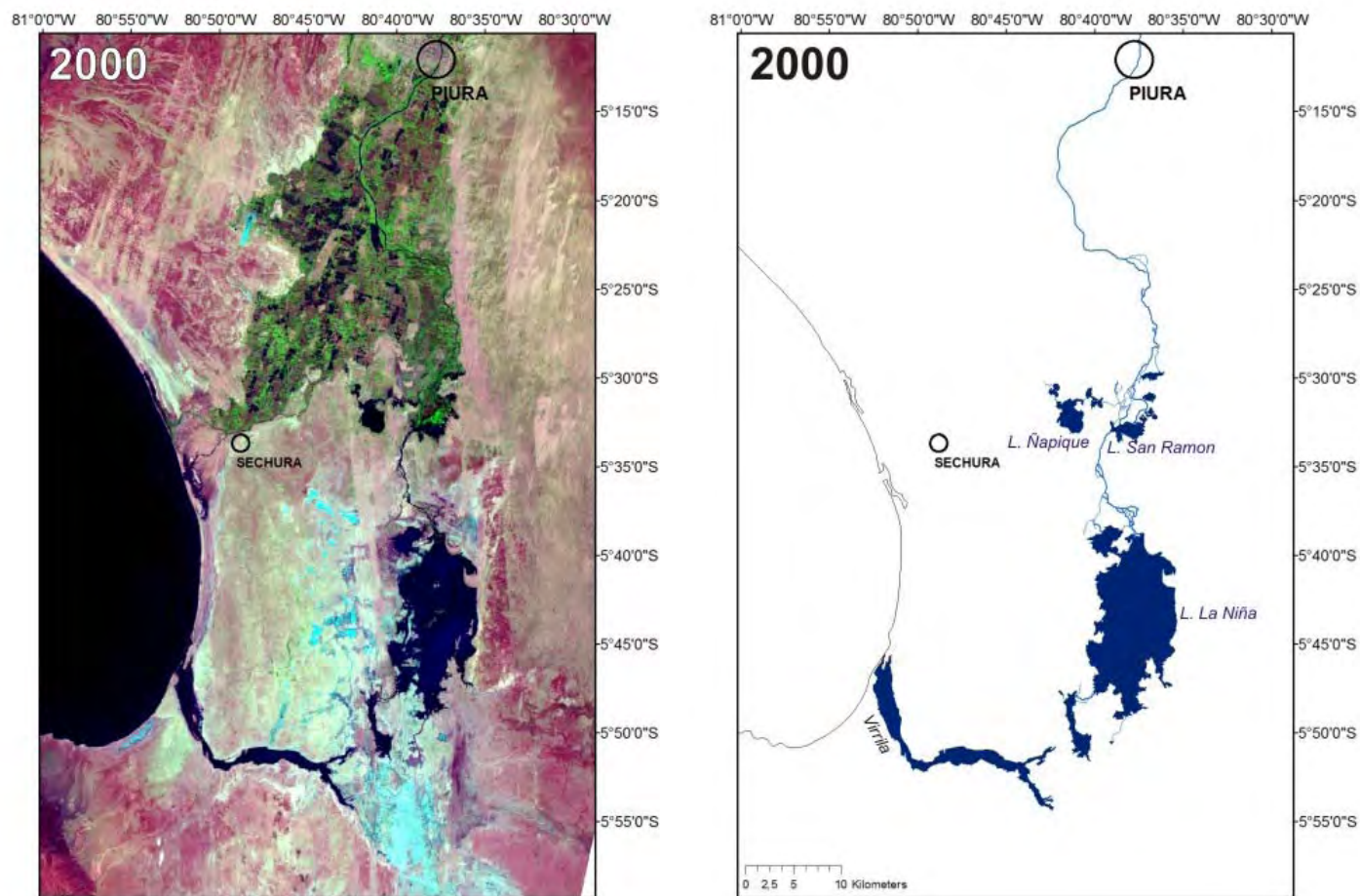


Fig. 4.6H. En 2000 tiene el Río Piura carácter de un lecho con relativamente baja sinusoidad, el cual desemboca en el lago San Ramón con rebose al lago Ñapique. Más hacia el sur el río sigue al lago La Niña. Todos los lagos tienen mucha agua, aunque se puede observar una acentuada reducción de la extensión en comparación con el máximo en 1998.

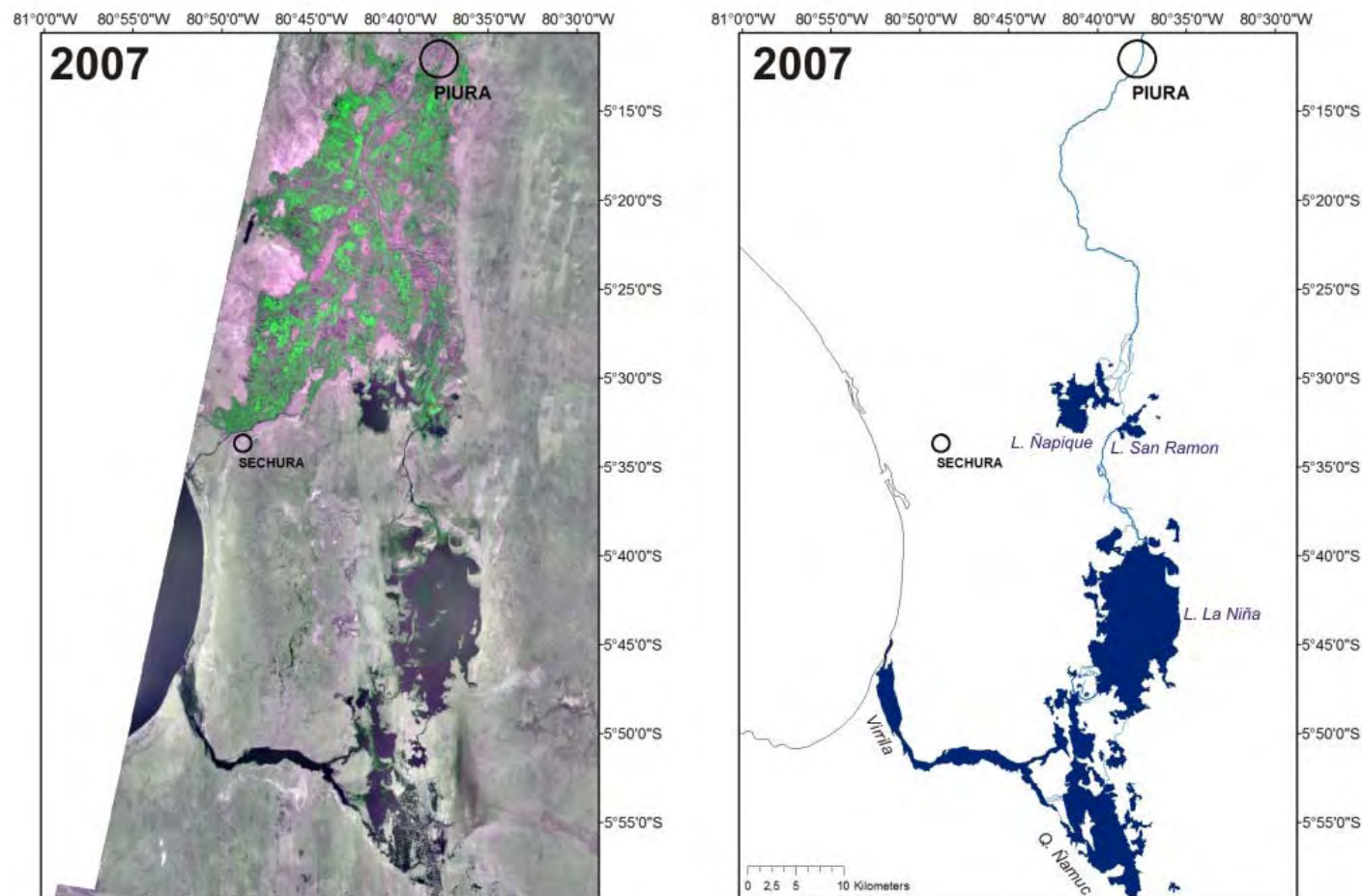


Fig. 4.6I. La foto satelital retrata el estado del sistema fluvial del Río Piura en 2007. El río está formado por un lecho, el cual se bifurca acentuadamente en la entrada en el sistema lacustre San Ramón/Nápique. Aunque en total se puede observar el crecimiento de la extensión de los lagos en comparación con el estado en 2000, se puede observar la reducción de la extensión del lago San Ramon, causada por un paulatino atarquinamiento por sedimentos.

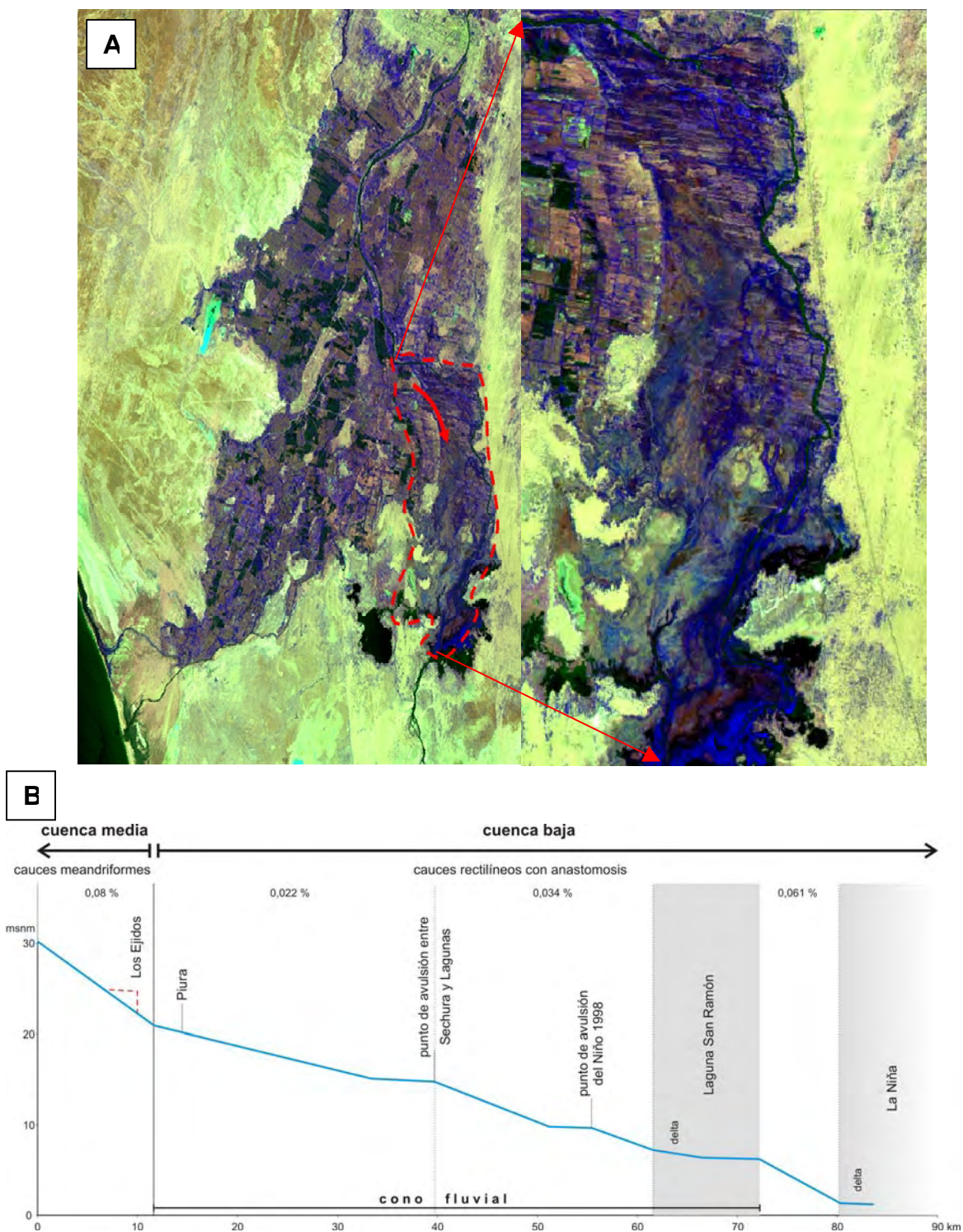


Fig. 4.7. (A) Cinturón de avulsión actual que se forma desde la última grande avulsión (Landsat 2000). (B) Perfil longitudinal de la parte baja del Río Piura con los puntos de las últimas avulsiones.

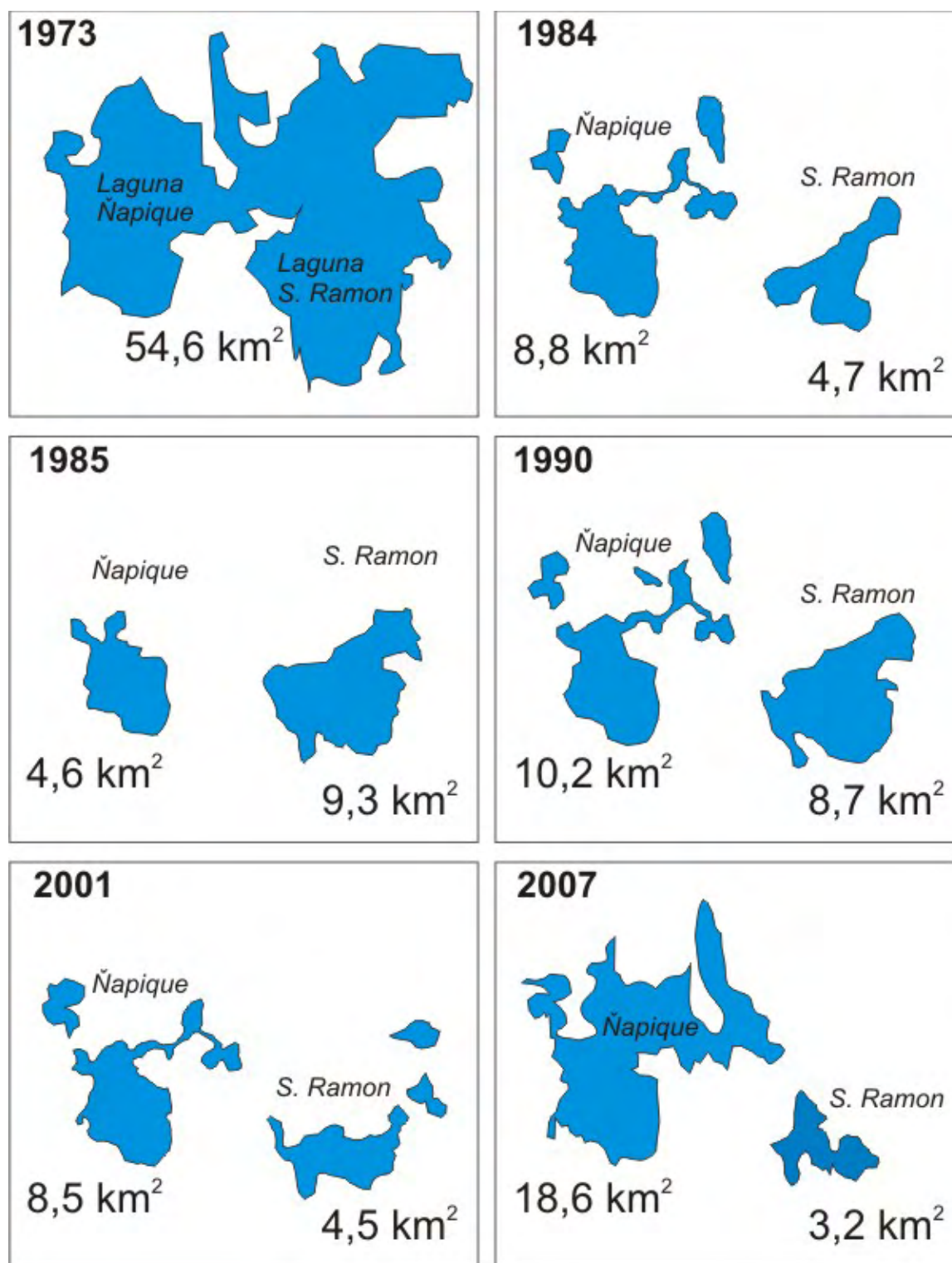


Fig. 4.8. Reconstrucción de la extensión de los lagos San Ramón y Ñapique desde 1973 hasta 2007 a base de la interpretación de las fotos satelitales LANDSAT y ASTER.

4.3. Prognosis del comportamiento del Río Piura

A base del estudio llevado a cabo se hicieron algunos pronósticos relacionados con tres importantes tendencias en el desarrollo de todo el sistema. Debido al tipo de sistema, la calidad de los datos y los métodos accesibles no se puede estimar más exactamente el marco de duración de cada uno de los procesos y cuantificar exactamente su efecto para cada área.

Cambio de la posición del lecho – Se puede esperar que en el futuro cercano seguirá la tendencia del curso de trasladarse hacia el borde oriental de todo el sistema. Esta tendencia va probablemente seguir hasta que no se rellenará el espacio libre por sedimentos transportados y no se anivelará la diferencia en el gradiente del lecho, la cual se produjo en consecuencia del último traslado a la posición actual, donde se forma la cresta fluvial actual. La duración de todo el proceso depende tanto de la velocidad de la sedimentación como de la abundancia de importantes inundaciones y también de la actividad tectónica que causa la inclinación del terreno. En caso de otro traslado del lecho se perturbaría esta tendencia y la actividad principal del río consistiría en el depositamiento de sedimentos en el nuevo espacio. El río trataría de anivelar otra vez el gradiente y formar una nueva cresta fluvial. Durante este periodo el río sería relativamente estable en esta nueva posición. Todo depende de la diferencia del gradiente y del tamaño del nuevo espacio y de la velocidad de sedimentación. El río llegaría al estado inestable otra vez después de la anivelación del gradiente y en caso de elevación de la cresta fluvial por encima de la llanura fluvial en los alrededores. Los lugares más importantes de riesgo (puntos de avulsión), donde se pueden suponer nuevos cambios del lecho están señalados en el mapa de riesgos (Fig. 4.9; anexo 3a).

Atarquinamiento de los lagos – Es muy probable que en el futuro cercano se rellenará completamente el lago San Ramón de sedimentos fluviales y el río seguirá directamente al área Pampa Las Salinas, y al lago La Niña (Fig. 4.10). Este cambio influirá las condiciones de gradiente del río y la manera del comportamiento de todo el sistema fluvial. El lago San Ramón dejará de funcionar como base erosional para la parte del sistema fluvial que está encima de él y todo el sistema estará influido por la base erosional representada por el lago La Niña. Como el tramo del río entre el lago San Ramón y La Niña tiene un poco más alto gradiente que el resto del sistema, el curso tendrá que tratar de anivelar esta diferencia por elevada acumulación de sedimentos en el lugar del desemboque del Río Piura en el lago La Niña y por la profundización del lecho contra el sentido de flujo, con la mayor intensidad en el área del „antiguo“ lago San Ramón (se trata del lugar del cambio del gradiente). Esta profundización del lecho va a seguir paulatinamente contra el sentido del flujo y debería de tener como consecuencia la erosión de sedimentos fluviales más antiguos, es decir que el río se limpiará y aumentará su capacidad. Se puede suponer una paulatina disminución de los riesgos de inundaciones en la parte del sistema fluvial que se extiende encima del lago La Niña. El desarrollo del lago Ñapique depende del comportamiento de los lechos fluviales en los alrededores del

lago San Ramón. Si se mueve uno de los lechos principales directamente al lago Ñapique, se puede suponer también su paulatino atarquinamiento por sedimentos. El mencionado cambio de la base erosional podría eliminar este proceso porque el curso que se profundizaría tuviera mayor gradiente y no estuviera tan predispuesto a la bifurcación y traslado del lecho. Por otra parte en este caso cambiaría el gradiente entre San Ramón y Ñapique, el agua empezaría a fluir en otro sentido y el lago Ñapique se capturaría y vaciaría de forma natural.

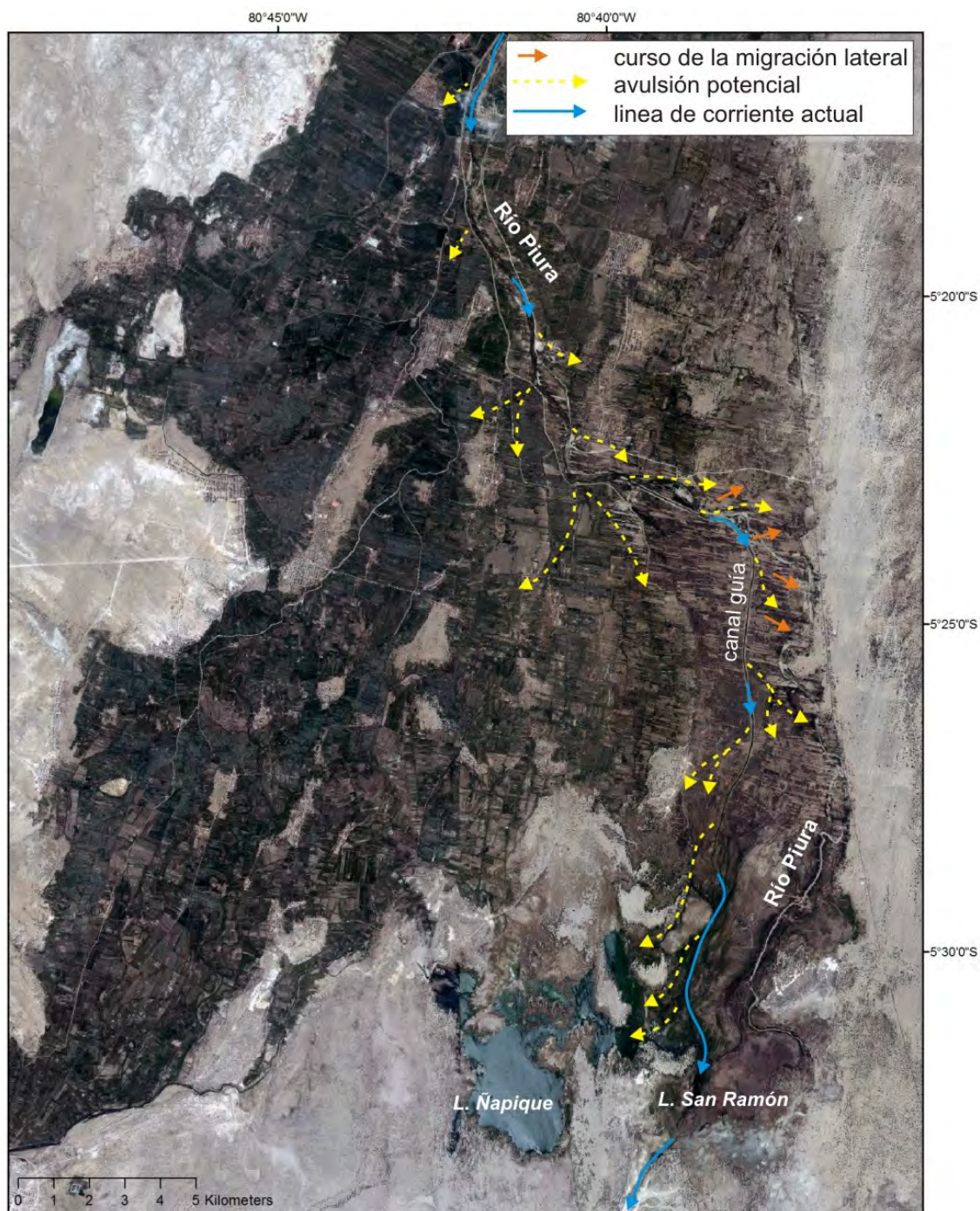


Fig. 4.9. Prognosis de los cambios potenciales del cauce principal del Río Piura.

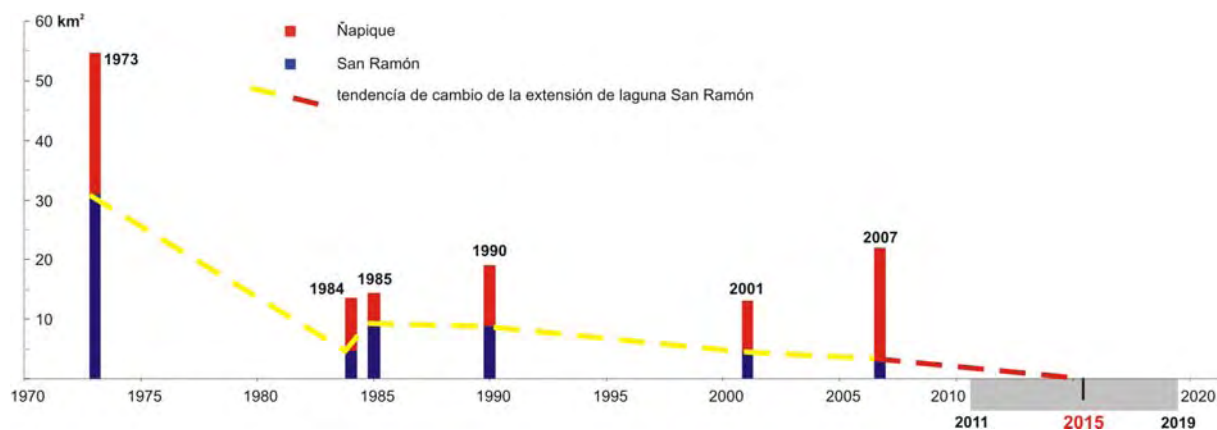


Fig. 4.10. Diagrama que enseña la evolución de las lagunas Ñapique y San Ramón entre años 1973 y 2007 incluyendo la prognosis para el futuro cercano cuando se espera el relleno total de la laguna San Ramón.

Migración y acumulación de sedimentos eólicos – Los humedales y los lagos intermitentes que se forman durante las inundaciones en la parte meridional del cono fluvial del Río Piura, de manera acentuada disminuyen la velocidad de migración de potentes acumulaciones eólicas que migran desde el sur. En caso del atarquinamiento de los lagos San Ramón y Ñapique e impedimiento del derrame de las aguas de inundaciones en este área el adelanto del material eólico acelerará y limitará así la actividad agraria al sur de la ciudad Piura.

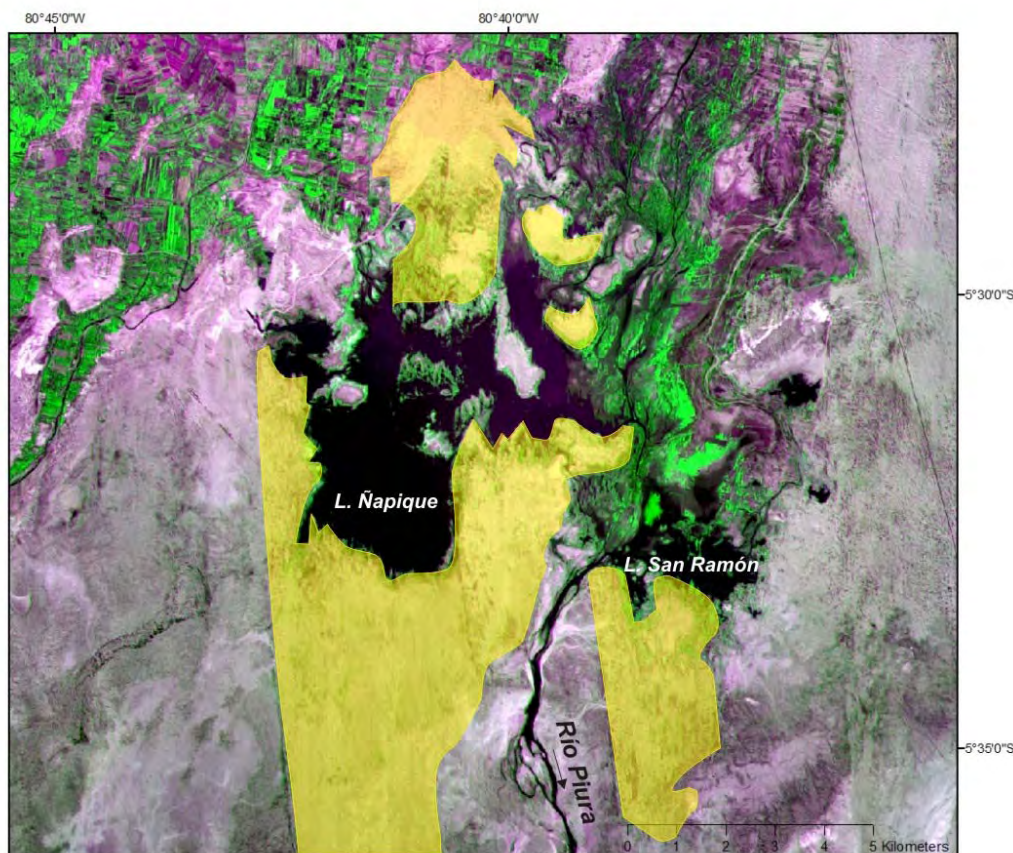
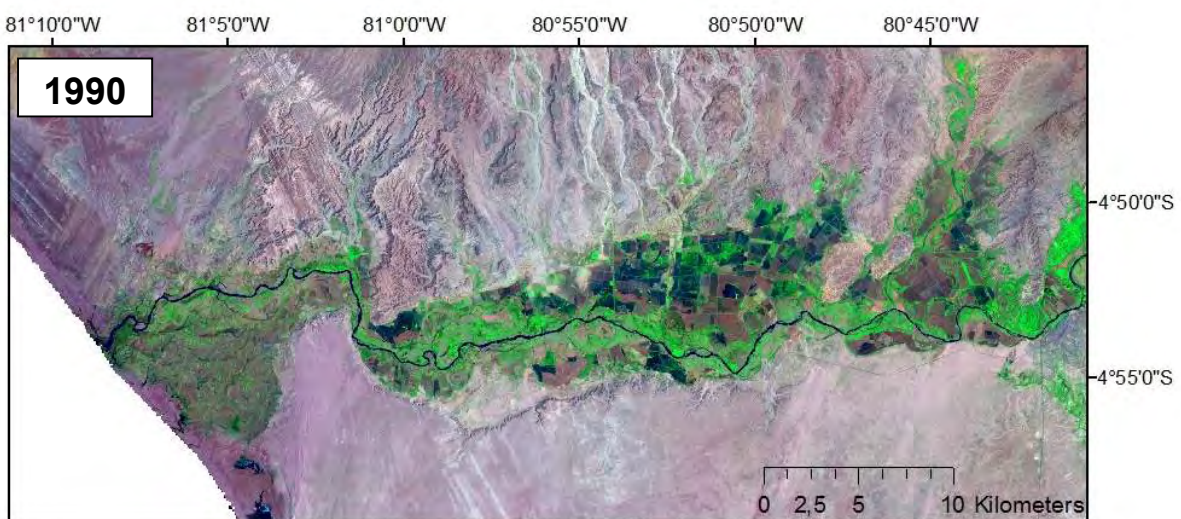
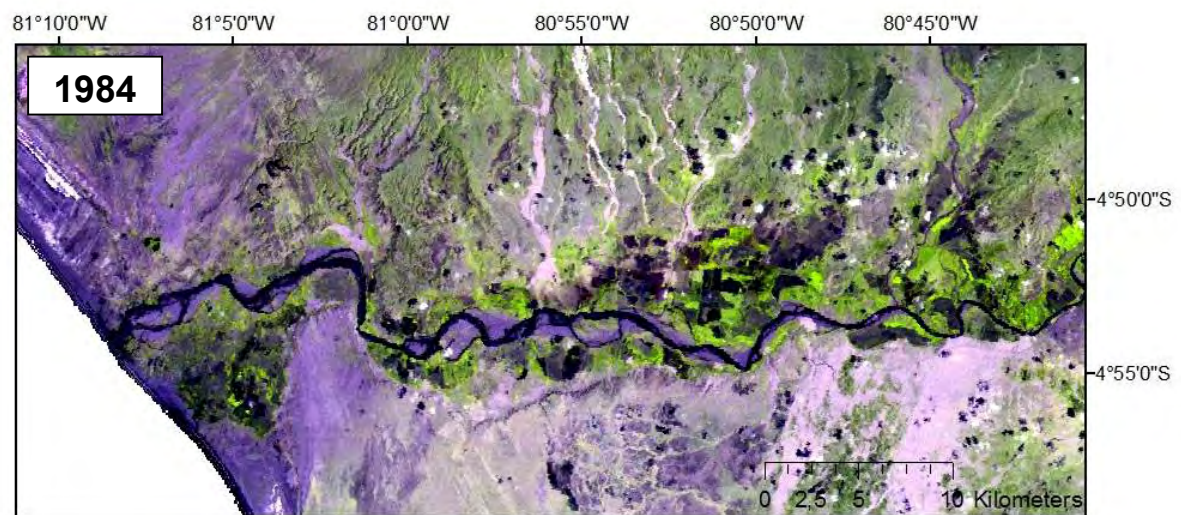
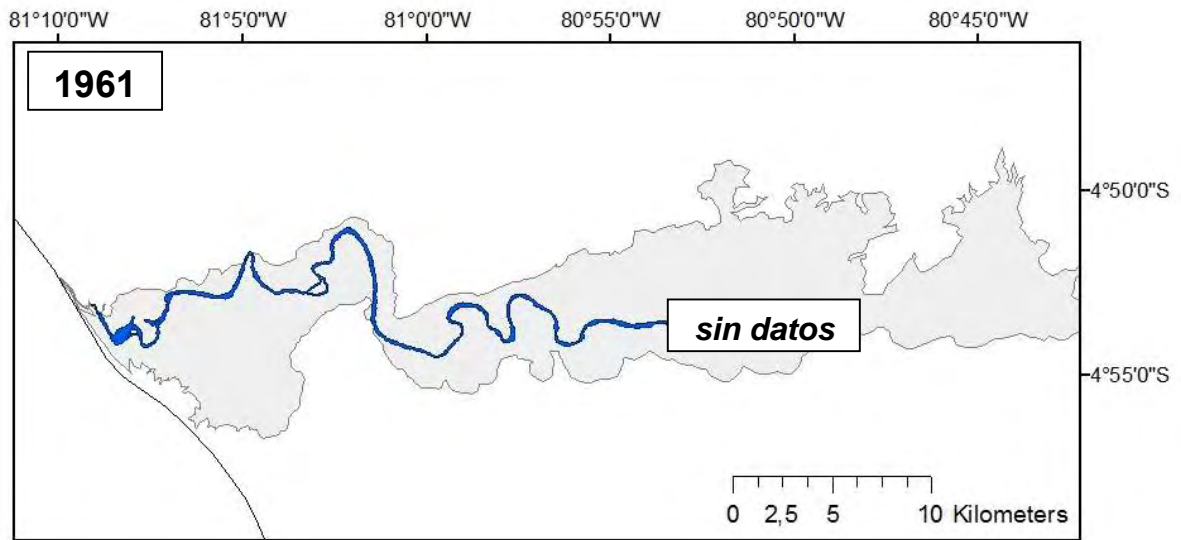


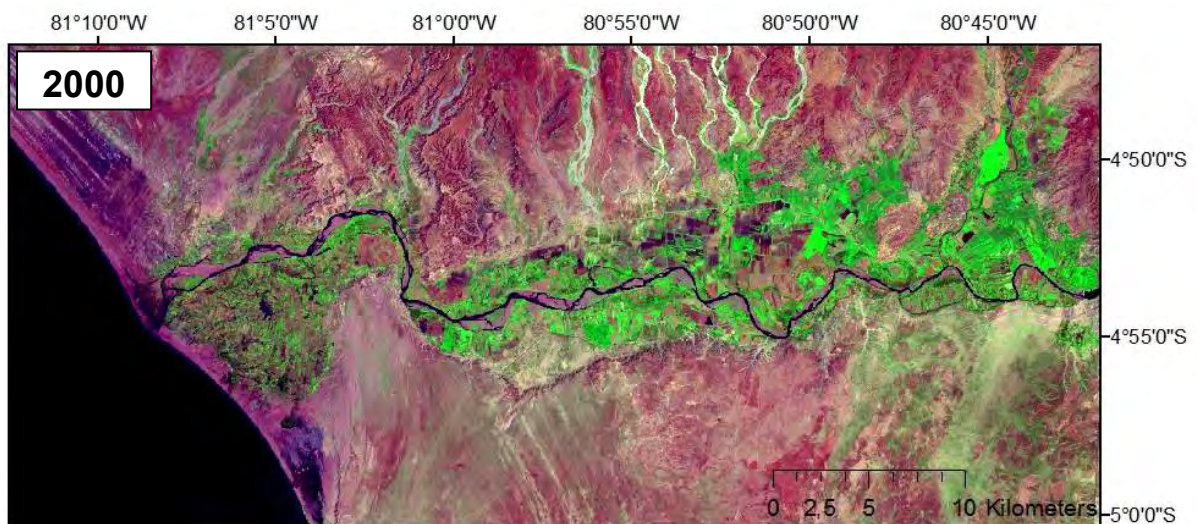
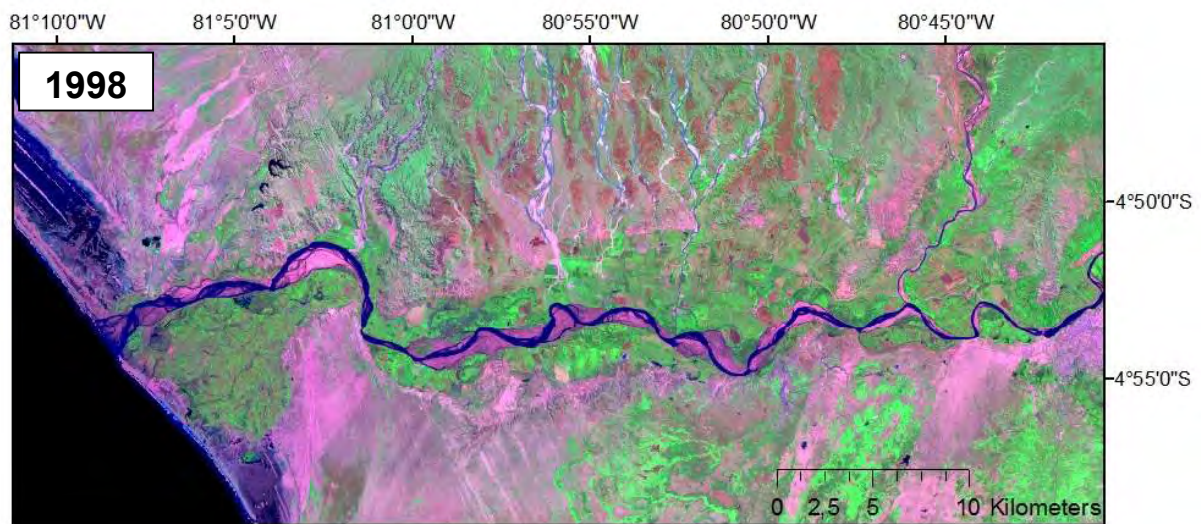
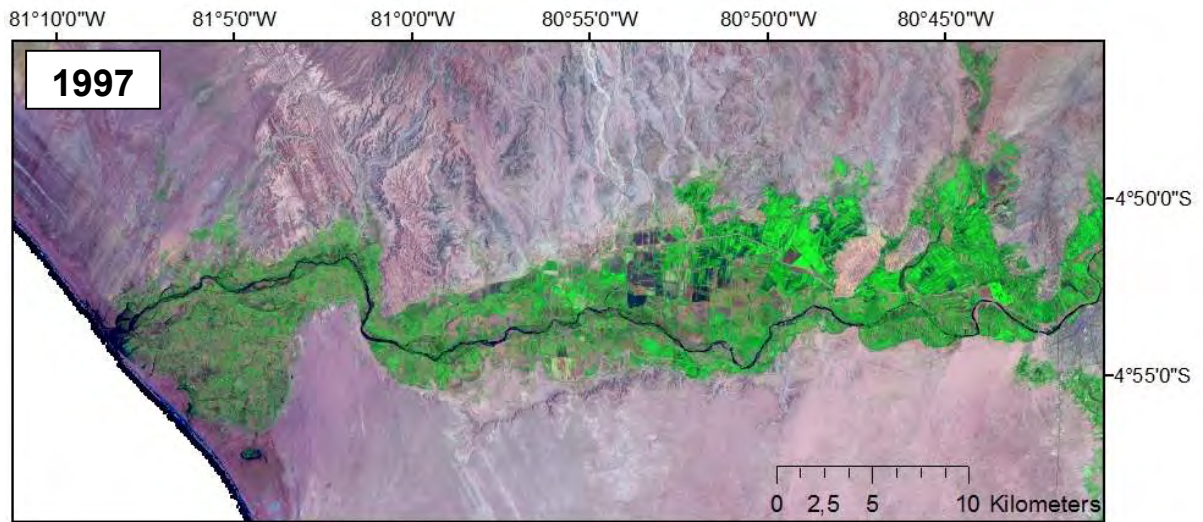
Fig. 4.11. Foto satelital ASTER 2007. Las zonas amarías representan las acumulaciones eólicas estabilizadas por la existencia de las lagunas Ñapique y San Ramón y por las inundaciones frecuentes.

4.4. Característica del Río Chira

El Río Chira es más aguoso y tiene una cuenca más grande con la extensión total de 19 095 km². Una de sus dos cabeceras Catamayo desagua el territorio de Ecuador y la otra es el Río Macará. El Macará nace en los Andes peruanos en la altitud alrededor de 4000 msnm y por mucho tiempo forma la frontera con Ecuador. Un importante afluente peruano es el Río Quiroz. Chira abandona los Andes y entra en el territorio desértico cerca de la población Pueblo Nuevo, donde empieza a comportarse como un curso alóctono y en el ambiente local árido no acepta ningún afluente permanente. El afluente intermitente más importante es la quebrada Saman, la cual desagua la parte meridional del macizo Amotape (Fig. 1.1). El caudal máximo conocido es c. 8 000 m³/s durante el fenómeno El Niño 1998.

El sistema fluvial del Río Chira está en su curso encañonado en un valle relativamente estrecho de anchura entre más o menos 850 m hasta 8 km y tiene carácter de llanura fluvial con un lecho (Fig. 4.12). La latitud promedia del lecho es actualmente alrededor de 500 m. La latitud mínima tiene menos de 200 m y la máxima excede 1000 m. La sinuosidad del lecho es relativamente baja (P_{ind} ; *sensu* Brice, 1964, mueve alrededor de 1,23), sin embargo, del análisis multitemporal de las fotos satelitales resulta que cambia de forma importante durante el tiempo (véase abajo). En el lecho principal se deposita sobre todo arena de grano fino en forma de bancos laterales, los cuales a menudo arrojan una acentuada agradación lateral de sedimento. La superficie de su parte activa llega al tamaño hasta algunos km² (Fig. 4.13). La presencia de bancos interlechosos es baja y su tamaño es también mucho más bajo. Su longitud es en máximo X00 m y su desaparecimiento está unido sobre todo con el periodo de aportaciones altas. El material guijoso está presente sólo raramente y está llevado al Río Chira por los afluentes laterales efímeros del macizo Amotape o por la erosión de depósitos guijosos más antiguos que forman en algunas partes las laderas del valle del río. La bifurcación del lecho es también rara y solamente durante aportaciones altas, cuando el agua pasa también por los lechos más pequeños en las superficie de los bancos laterales. El lecho principal está en algunas partes bordeado por crestas de agradación, formados por material arenoso. Su latitud fluctua entre 50 y 100 metros y forman elevaciones pequeñas por encima de la llanura fluvial en los alrededores. La mayor parte de la llanura fluvial está modificada por actividad agraria, así que no se conservaron los ambientes sedimentarios originarios. Una excepción forman los restos de lechos abandonados que suelen tener carácter de marismas y lagunas de río, en las cuales se depositan sedimentos organogénicos – sapropel. Durante las inundaciones se deposita aquí material polvoroso y argiláceo, el cual llega a la llanura fluvial a la hora del derrame de agua de inundaciones. El material arenoso llega a la llanura fluvial en forma de lóbulos de derrame, que se forman durante el desbordamiento y ruptura de los bancos de erosión. La extensión de su superficie es mucho menor que en caso del Río Piura (max. X00 m²).





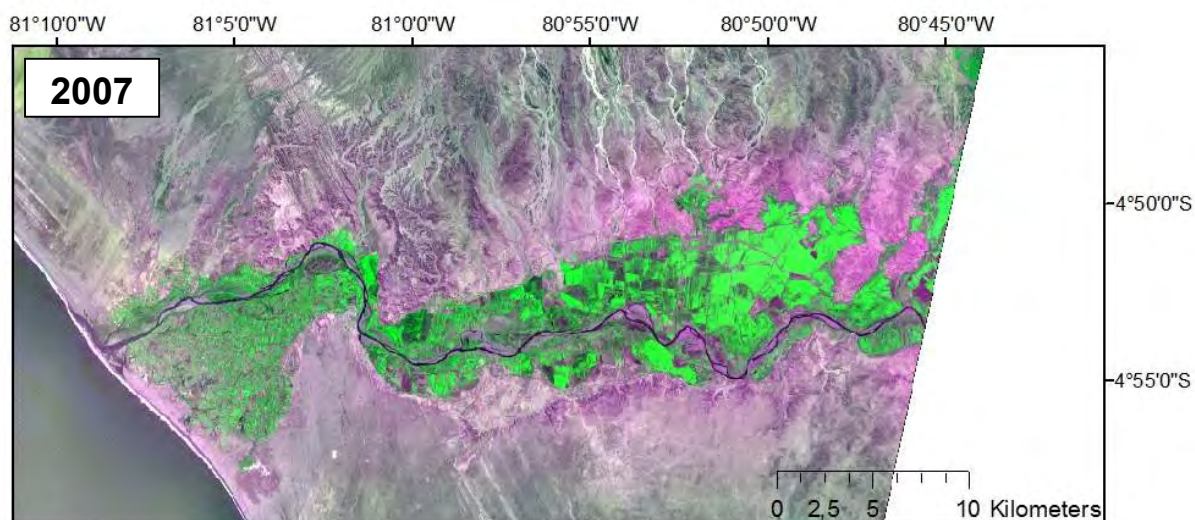


Fig. 4.12. La interpretación da las fotos aéreas de la parte baja del Río Chira del año 1961 y los imágenes satelitales de la misma zona de los años 1984, 1990, 1997, 1998, 2000 y 2007 para documentar el cambio de la geometría del cauce del río y sus cambios durante de este tiempo.

El sistema del Río Chira se puede interpretar como un curso meandriforme con baja sinuosidad, el cual con creciente aportación asigna el crecimiento de „entrecruzamiento“, que se demuestra por el aumento de la latitud del lecho, disminución de sinuosidad y acumulación de sedimentos en forma de bancos interlechosos (4.13).

El paso de la llanura fluvial a la delta del Río Chira es paulatino, porque la mayor parte de la planicie deltaica tiene carácter de sistema fluvial de contribución. La planicie deltaica tiene forma triangular (reversa letra Δ) y su latitud maximal inclusive las playas adyacentes es 50 km. La posición del desemboque del río cambia después de cada inundación grande. Los sedimentos arenoso que están transportados al desemboque del río están rápidamente redistribuidos por embatada y por la corriente a lo largo de la costa. Por eso no se forma morfológicamente quebrada planicie deltaica que prograda al mar como es el caso de deltas en las cuales predominan procesos fluviales, sino bien desarrollado sistema playero que sale un poco al mar y el cual bordea los límites de la planicie deltaica (Fig. 4.14). La mayor parte de la planicie deltaica está aprovechada agrariamente, solamente a lo largo de la costa está la playa separada por una cresta eólica (Fig. 4.15A), detrás de la cual se forman durante las inundaciones pequeñas lagunas (Fig. 4.15B) y están aquí conservados los lechos abandonados con ambiente de pantano (Fig. 4.15C). En algunas partes el material eólico sigue hacia el interior de la planicie deltaica en forma de médanos eólicos (barjanas). La parte septentrional de la planicie deltaica tiene carácter de planicie litoral con crestas playeras de retroceso. Duranate los periodos secos migran aquí las dunas eólicas, alimentadas por el material arenoso de la playa (Fig. 4.15D). Durante grandes inundaciones está todo el área inundada y se sedimenta aquí el material arenoso llevado por aguas de las inundaciones y proveniente de los médanos eólicos. Durante la desecación coagula aquí la sal.

A base de la morfología y de los procesos sedimentarios podemos señalar esta delta como una delta arenosa con la predominancia de ondulación (por ejemplo. *sensu* Orton and Reading, 1993).

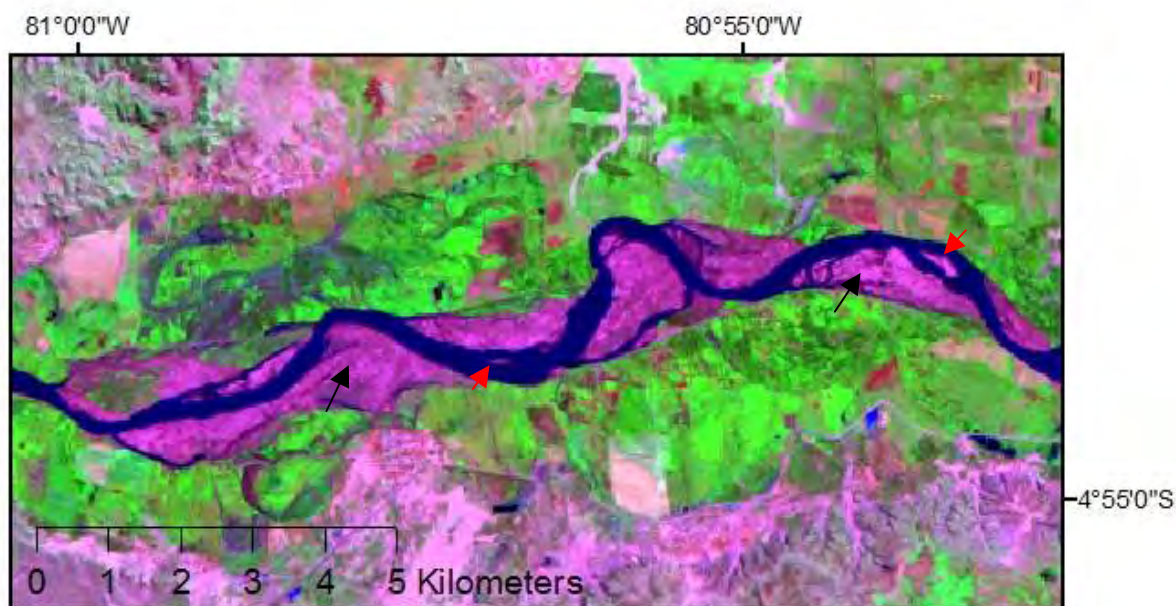


Fig. 4.13. Ejemplo de los bancos laterales (flechas negras) y interlechosos (flechas rojas) del Río Chira.

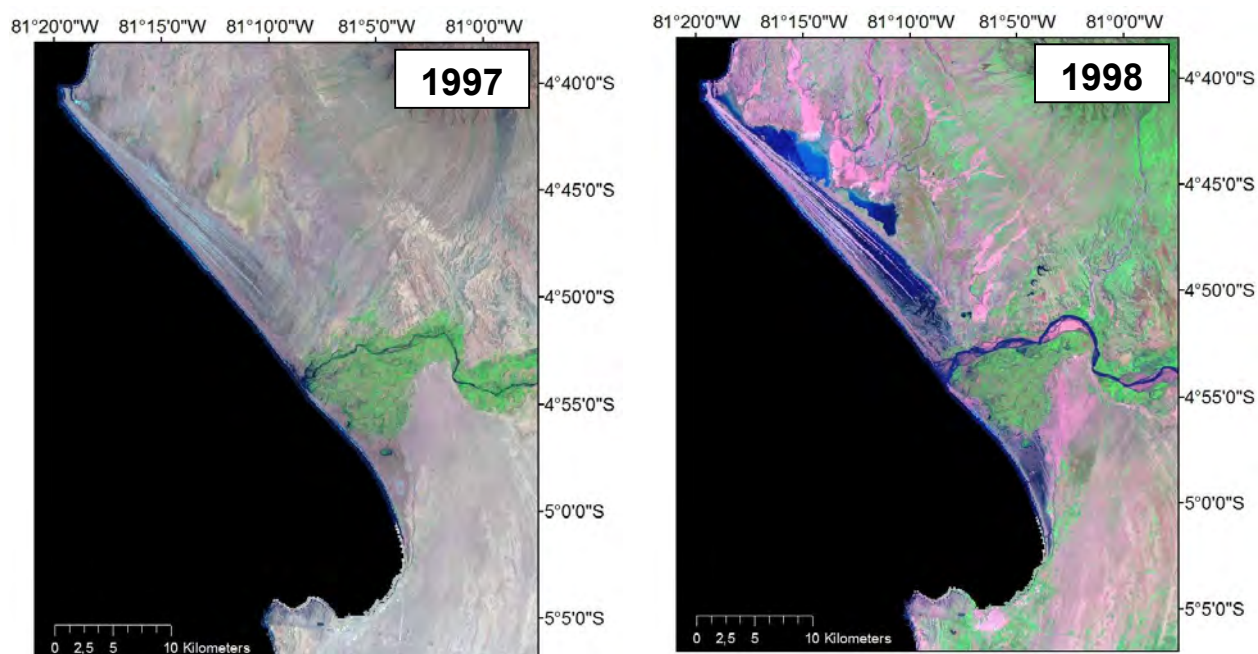


Fig. 4.14. Fotos satelitales de la delta del Río Chira de año 1997 (periodo seco) y año 1998 (fenómeno El Niño).



Fig. 4.15. (A) cresta eólica que separa la planicie deltaica de la playa; (B) una de las pequeñas lagunas cual se forman durante las inundaciones detrás de la cresta eólica; (C) ejemplo de un cauce abandonado; (D) dunas eólicas alimentadas por el material arenoso de la playa

4.5. Reconstrucción del desarrollo del Río Chira

A base del estudio geomorfológico (véase arriba) se puede suponer que durante la mayoría del Cuaternario fluía el Río Chira en el sentido SSO a la zona central del desierto Sechura (Fig. 4.1). El actual valle del Río Chira fue originariamente creado por el río intermitente Saman, el cual sigue desaguando el borde meridional del macizo Amotape. Actualmente está el paleovalle del Río Chira (valle Los Pajaritos) transcurrido solamente por aguas residuales de irrigación o por aguas de las inundaciones durante el fenómeno El Niño. La morfología actual del valle del Río Chira es entonces resultado de una paulatina incisión del curso en consecuencia de la regresión marina durante el Holoceno.

El desarrollo del sistema del Río Chira durante los últimos 50 años, que se puede observar gracias a las fotos aéreas y satelitales accesibles, está parecidamente como en caso del Río Piura caracterizado por tres grandes inundaciones relacionadas con el fenómeno El Niño en los años 1972/73, 1983 y 1998. Debido a una limitada latitud del valle fluvial no sufrió el Río Chira tan grandes cambios morfológicos como el Río Piura. A base del análisis multiespectral de las fotos aéreas y satelitales su puede constatar que la variación de las inundaciones y de

periodos con baja aportación se manifestó sobre todo por el cambio de la anchura del lecho y de la sinuosidad (Fig. 4.12, 4.16). Largos periodo sin inundaciones importantes se manifestaban por la reducción del lecho (menos que 200 m) y por un paulatino crecimiento de sinuosidad ($P_{ind} \geq 1,5$; véase la situación en el año 1961, 1990, 1997). Por el contrario las inundaciones relacionadas con el fenómeno El Niño se manifestaban por la rectificación del curso (P_{ind} se acerca al valor 1,0; véase el estado en el año 1984 o 1998) y su extensión en alguna parte por encima de 1,5 km. Los cambios laterales de la posición del lecho fueron generalmente en forma de migración lateral o reocupación de lechos más antiguos. El cambio lateral más grande anotado es de 3,3 km, entre los años 1961 y 1990.

Los impactos antropogénicos más grandes en el desarrollo del Río Chira fue la construcción de dos presas Poechos (construida en los años 1970–1977) y Sullana (inaugurada en el año 1997). El efecto principal de estas construcciones es la captura de los sedimentos transportados por el río. En consecuencia de la construcción de estas dos presas bajó de forma acentuada la velocidad de acumulación del Río Chira en la parte baja de su curso.

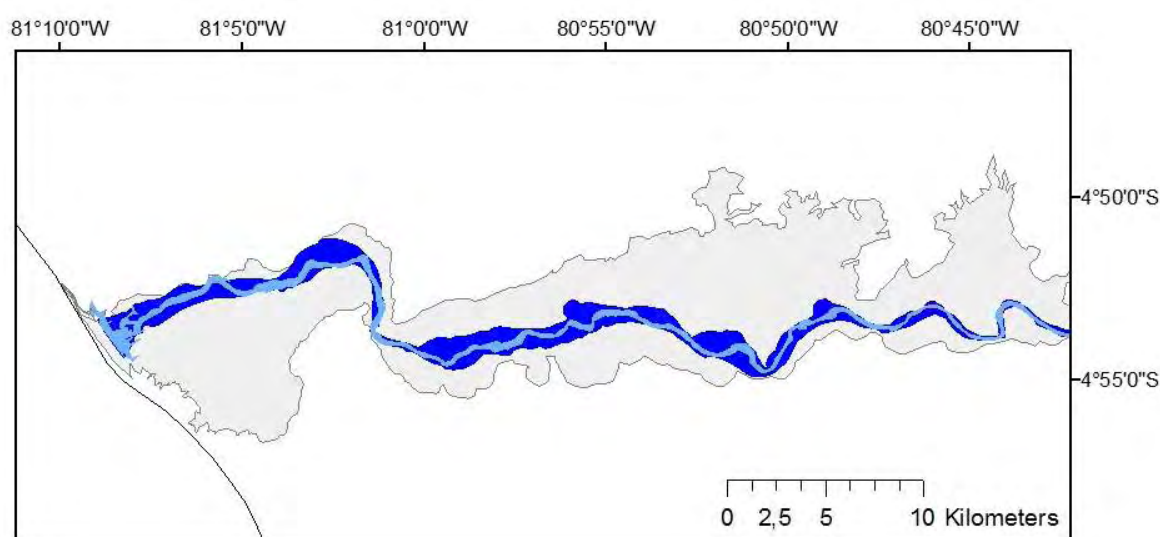


Fig. 4.16. El dibujo enseña los cambios del cauce principal del Río Chira provocados por la inundación durante el fenómeno El Niño 1998, (azul claro = cauce de año 1997; azul oscuro = cauce de año 1998).

4.6. Prognosis del comportamiento del Río Chira

Los principales cambios del comportamiento del Río Chira, que se pueden esperar en el futuro relativamente cercano son los cambios de la posición del lecho. Estos cambios estarán relacionados con las inundaciones grandes y estarán acompañados por cambios en la morfología del lecho (latitud, sinuosidad), como ya habíamos mencionado. Los riesgos más importantes unidos con el comportamiento del Río Chira se pueden esperar en relación con la erosión lateral en lugar de los bancos de erosión. El mayor riesgo está en las partes donde hay interacción de la erosión lateral y de la infraestructura (pueblos, comunicaciones, pozos de petróleo) o donde

la línea de flujo llegó hasta las laderas abruptas del valle fluvial y puede condicionar movimientos de ladera, como el rodamiento o deslizamiento. Una de las áreas más amenazadas es la zona entre los pueblos Florida y Vichayal en la orilla derecha del río, donde el curso ataca el borde occidental del pueblo Florida y más hacia el oeste erosiona la ladera en la cual está situada una importante comunicación a los pueblos Vichayal y Miramar. Los movimientos de ladera se pueden esperar contra el sentido del flujo por encima del pueblo Nuevo Colan, en el lugar donde se reduce la latitud del valle y la erosión lateral y tiene influencia sobre la ladera alta y abrupta. Otros riesgos importantes se pueden esperar en el área de la planicie detaica, sobre todo a lo largo del lecho principal, donde en consecuencia de cambios laterales del lecho estarán afectados los pozos de petróleo.

5. ANÁLISIS DE RIESGOS NATURALES

5.1. Grupos principales de riesgos naturales

A base de estudio exodinámico y geológico del área de interés se definieron 5 grupos principales de riesgos naturales que amenazan su desarrollo: 1) riesgos aluviales, 2) riesgos relacionados con la actividad marina, 3) riesgos relacionados con la actividad eólica, 4) salinización y 5) movimientos de ladera.

Los riesgos aluviales representan un conjunto de riesgos relacionados con el agua fluyente en los cursos permanentes e intermitentes y en las áreas de conos aluviales. Parte de estos riesgos forman **las inundaciones, erosión lateral** de las orillas, **acumulación** de material sedimentario dentro y fuera de los lechos, bruscos cambios del transcurso de lechos – **la avulsión** (Fig. 5.1.). Su presencia está directamente relacionada con el fenómeno climático “El Niño“, caracterizado por precipitaciones enormes. Durante las inundaciones aumenta acentuadamente la aportación en los cursos, lo que tiene como consecuencia dinámicos cambios de todo el sistema fluvial.

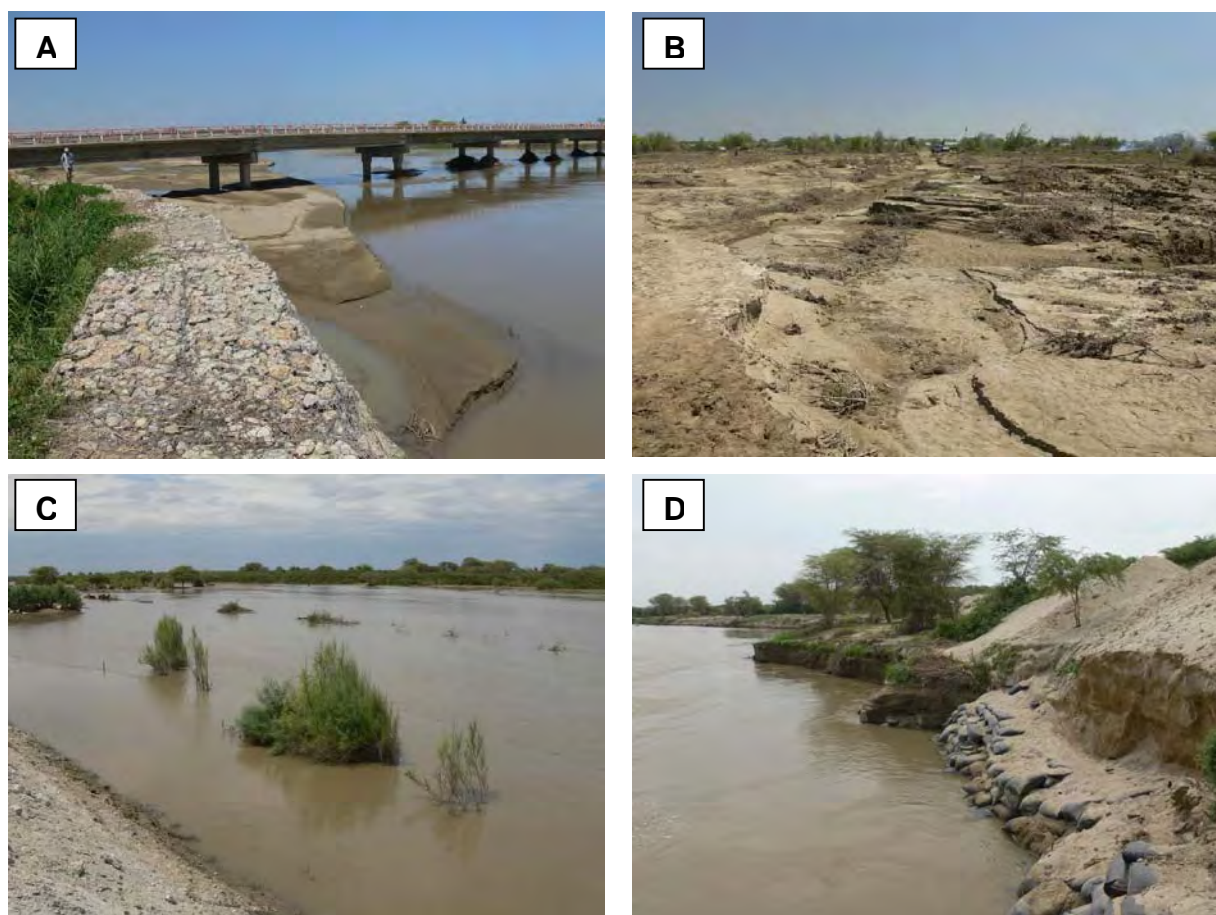


Fig. 5.1. (A) Acumulación arenosa en el lecho del Río Piura (puente de Independencia), (B) Acumulaciones arenosas del lóbulo de derrame en el área Bajo Piura, (C) una parte de llanura fluvial inundada cerca del pueblo Quadalupe – Bajo Piura. (D) Un ejemplo de erosión lateral en el banco de erosión del Río Piura – Bajo Piura.

A los riesgos aluviales pertenece también la **intensa erosión aluvial retrógrada**, la cual influye de forma importante la vida de los agricultores. Las áreas más afectadas

son las zonas elevadas por encima de los valles fluviales que están surcadas por un sistema de barrancos erosionales que se forman durante el periodo de lluvias. Cuando el relieve está fuertemente afectado por la erosión se forma relieve llamado *malpaís* (Fig. 5.2.). En comparación con la parte baja del Río Chira, la parte baja del Río Piura no está afectada por este tipo de erosión.



Fig. 5.2. Un ejemplo de un territorio afectado por la erosión aluvial retrógrada – *malpaís* en la cuenca baja del Río Chira.

Los riesgos relacionados con la actividad marina incluyen **las inundaciones marinas y la actividad erosional de las olas** (Fig. 5.3.). Las inundaciones marinas se encuentran en el territorio de bajo situadas planicies litorales, playas y planicies deltaicas. Las inundaciones están relacionadas con las tormentas, con la marea viva y con los tsunamis. La actividad erosional del mar está relacionada con toda la costa, tanto con el área de acantilados litorales (abrasión), como con el área de las playas, donde la erosión sucede por medio de la marea sobre todo en los meses de invierno.



Fig. 5.3. (A) Un ejemplo de acantilados litorales creados por medio de la actividad erosional marina (Islilla). (B) Pueblo abandonado Chulliyachi destruido por la inundación marina.

La actividad eólica causa riesgos por medio de dos procesos: i) deflación y ii) migración y rápida acumulación del material eólico en forma de médanos, acumulaciones a sotavento etc. (Fig. 5.4.). La deflación (denudación del material por

el viento) tiene como consecuencia la denudación de alteraciones de grano muy fino y de sedimentos no consolidados con lo cual causa la creación de un residuo de grano grueso que no es muy adecuado para la actividad agrícola. La migración de campos de dunas o de médanos aislados disminuye la transitividad de los caminos, se cegan las viviendas y disminuye la extensión de las áreas que se pueden aprovechar para la agricultura.



Fig. 5.4. Un ejemplo de médanos eólicos cerca de la carretera „desvío Bayovar“

La salinización de tierra disminuye la posibilidad del uso agrario de algunas zonas. La salinización ocurre sobre todo en lugares donde emana el agua subterránea de un colector salado (véase abajo) o en zonas inundadas que tienen un desagüe limitado de las aguas de inundaciones. En consecuencia de la evaporación del agua estancada las sales se concentran en el agua residual y a continuación crece el contenido de sales en la tierra o en caso peor se forman costras de sal (Fig. 5.5.).



Fig. 5.5. Costra de sal creada por medio de evaporación de agua de un curso intermitente (Pampa las Salinas)

El riesgo de movimientos de ladera se halla en el área estudiada solamente excepcionalmente y está relacionado con las laderas abruptas del valle del Río Chira y con los acantilados litorales. Los movimientos de ladera tienen generalmente carácter de derrumbe de bloques, solamente aisladamente, en partes donde en el subyacente de las rocas rígidas están rocas plásticas, se forman los deslizamientos (Fig. 5.6.).

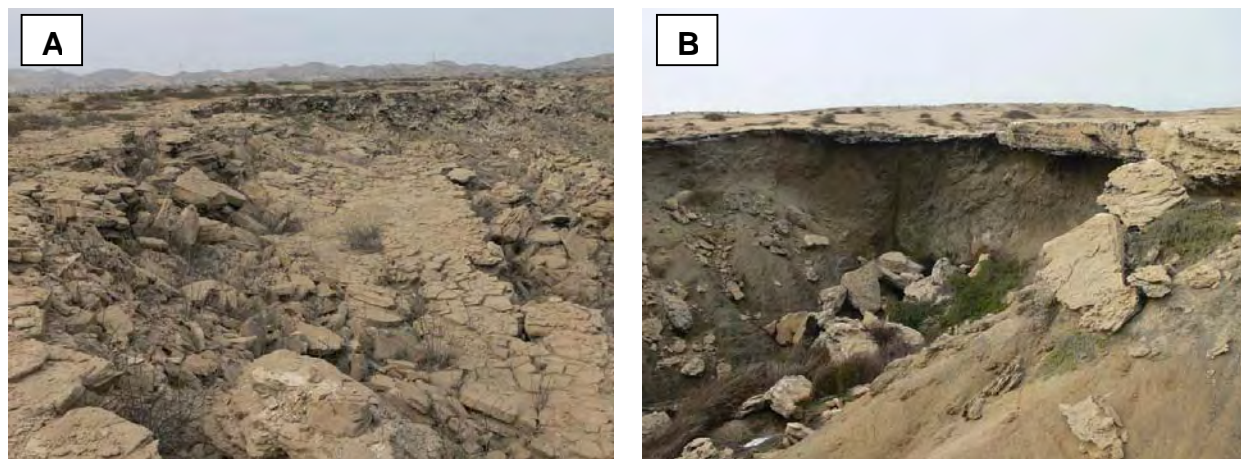


Fig. 5.6. Un ejemplo de movimientos de ladera cerca del pueblo Tortuga: (A) borde del deslizamiento, (B) derrumbe.

5.2. Actividad sísmica

La parte noroccidental de Perú pertenece a áreas, donde fueron registrados en la historia fuertes terremotos. Para la evaluación del riesgo sísmico del área de interés se utilizó la database del Servicio Americano Sísmico USGS, la cual contiene datos sobre terremotos para cada área desde el año 1973. En esta database están generalmente registrados terremotos con magnitud $m_b > 4$. La repartición de sus epicentros está retratada en la Fig. 5.7. Relativamente alta actividad sísmica está concentrada en los últimos 40 años en la bahía Sechura, al sso. De la ciudad Piura. Los hipocentros de sismos están generalmente en la profundidad hasta 50 km, se trata generalmente de terremotos poco profundos y la magnitud maximal registrada m_b es 6,1, es decir uno de los más fuertes durante los últimos años. Terremotos más profundos (entre 100 hasta 200 kmts) son relativamente raros, del mapa de registraciones se hace constar que están situados en la zona de subducción en el sentido NNO-SSE y por ahora se encuentran en la línea de la bahía Paita – Piura – Chuncar y a continuación en el continente al sudeste de Piura hacia la frontera con Ecuador. También poco profundos terremotos con más pequeñas magnitudes pueden causar importantes daños, sobre todo en el área del epicentro. En el área hay una gran abundancia de fenómenos con magnitud $4 < m_b < 5$ (74%), Fig. 5.8.

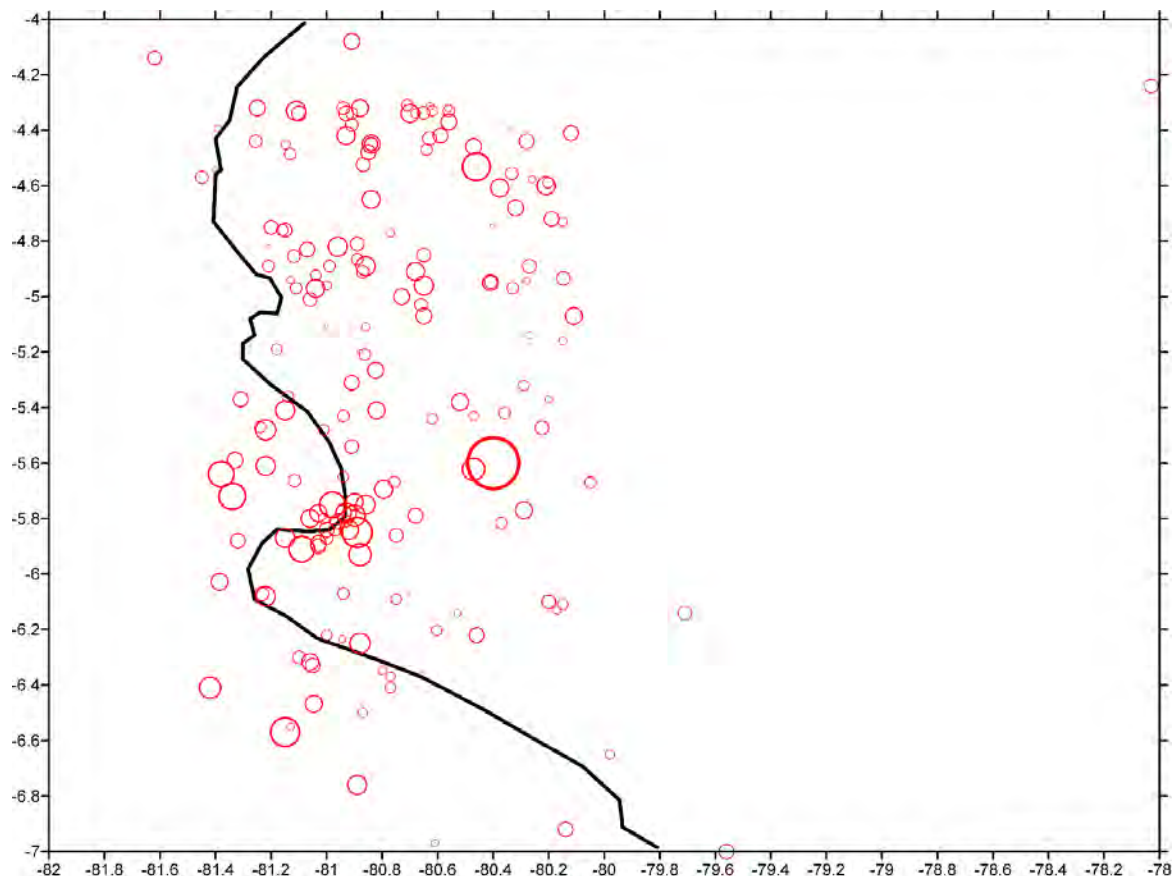


Fig. 5.7. Mapa de actividad sísmica en el área noroccidental de Perú con localizaciones de terremotos registrados durante el periodo 1971-2009 (database USGS; <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/>).

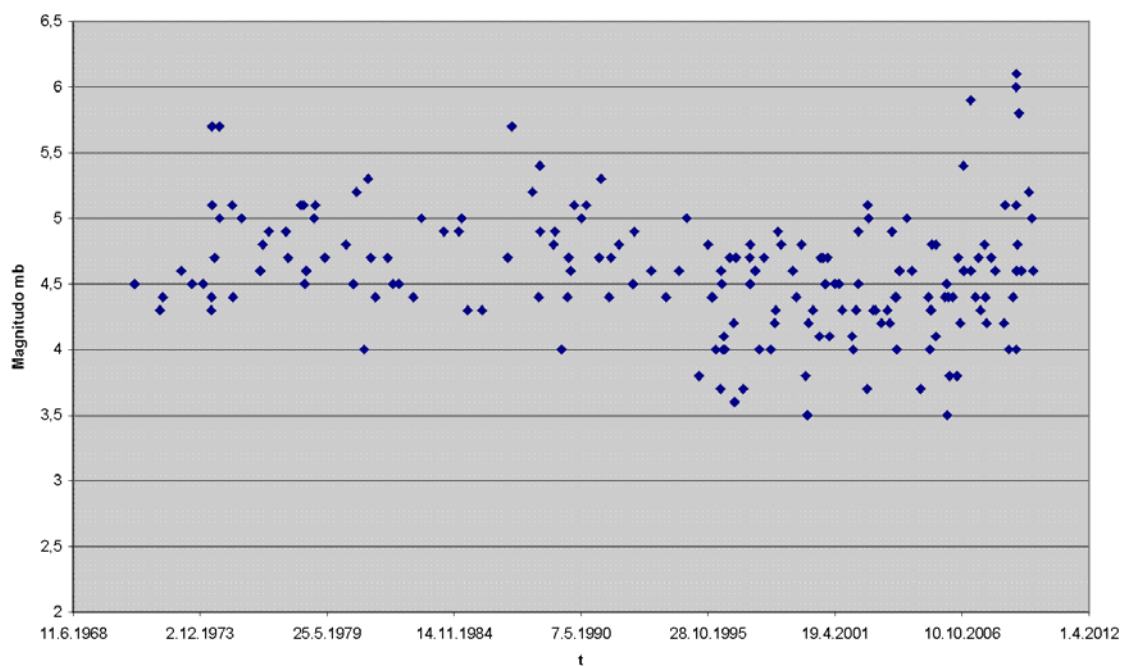


Fig. 5.8. Dependencia de la magnitud de los terremotos localizados durante el tiempo (el área señalada con el valor mb con el número máximo de fenómenos).

La dependencia del número registrado de fenómenos de la magnitud durante el periodo 1971–2009 (Fig. 5.8.) enseña la actividad sísmica del área. La registración de los fenómenos con bajos valores de magnitud depende de la sensibilidad de la red utilizada de las estaciones sísmicas, la cual registra de forma segura los fenómenos hasta la magnitud $m_b \geq 4,0$. La elaboración de la dependencia cumulativa de magnitud-frecuencia (Fig. 5.9.) hace posible la estimación del carácter de la seismicidad del área activa. Según la relación $\log N (M) = a - b \cdot M$ (Gutenberg y Richter 1956) se puede encontrar el parámetro a (constante que representa el número de terremotos con magnitudes mayores a 0) y parámetro b , el cual representa la relación mútua entre los fenómenos débiles y fuertes (en relación con la magnitud) y puede tener valores 0,6 hasta 1,4. La interpretación de los fenómenos durante el periodo 1971–2009 estableció el valor $\log a = 6,8045$ (180 fenómenos usados) y el valor del parámetro $b = 1,0906$. **El valor más grande b demuestra en este caso que el ambiente es poco estable y heterogéneo.** La observación de los cambios de este parámetro durante el tiempo puede señalar los cambios de tensión y es de tal manera un factor muy importante para el pronóstico de fuertes terremotos. Estos parámetros se pueden utilizar para pronosticar la abundancia de fuertes terremotos con la probabilidad dependiente de la elaboración de registración a largo plazo de los terremotos.

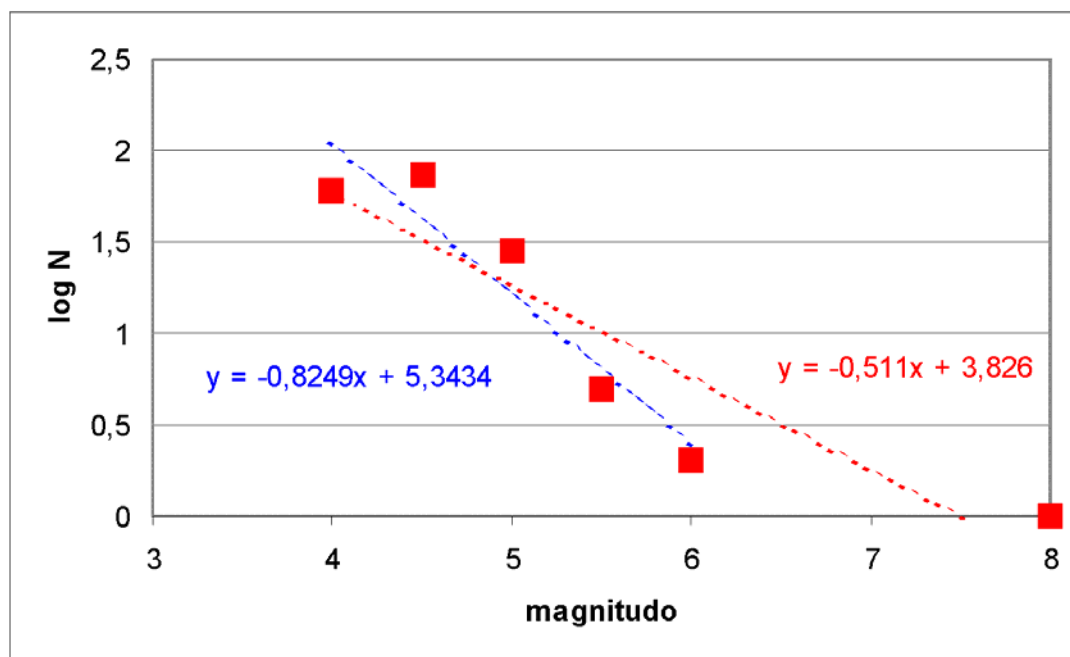


Fig. 5.9. El diagrama cumulativo de magnitud-frecuencia con el parámetro b calculado (Cumulative frequency-magnitude relations with the b -value).

Para los terremotos interpretados fue posible estimar el valor de la energía sísmica suelta en el área estudiada. Para el cálculo se usó la dependencia de la energía sísmica en la magnitud establecida por Gutenberg y Richter (Udías 1999), cuyo transcurso está retratado para todos los fenómenos localizados durante el periodo 1971–2009, cuando la magnitud máxima fue 6,1 (Fig. 5.10.). El aumento de energía es importante para los fenómenos con la magnitud > 5,5. A la energía suelta total contribuyen sobre todo los terremotos en la bahía de Sechura.

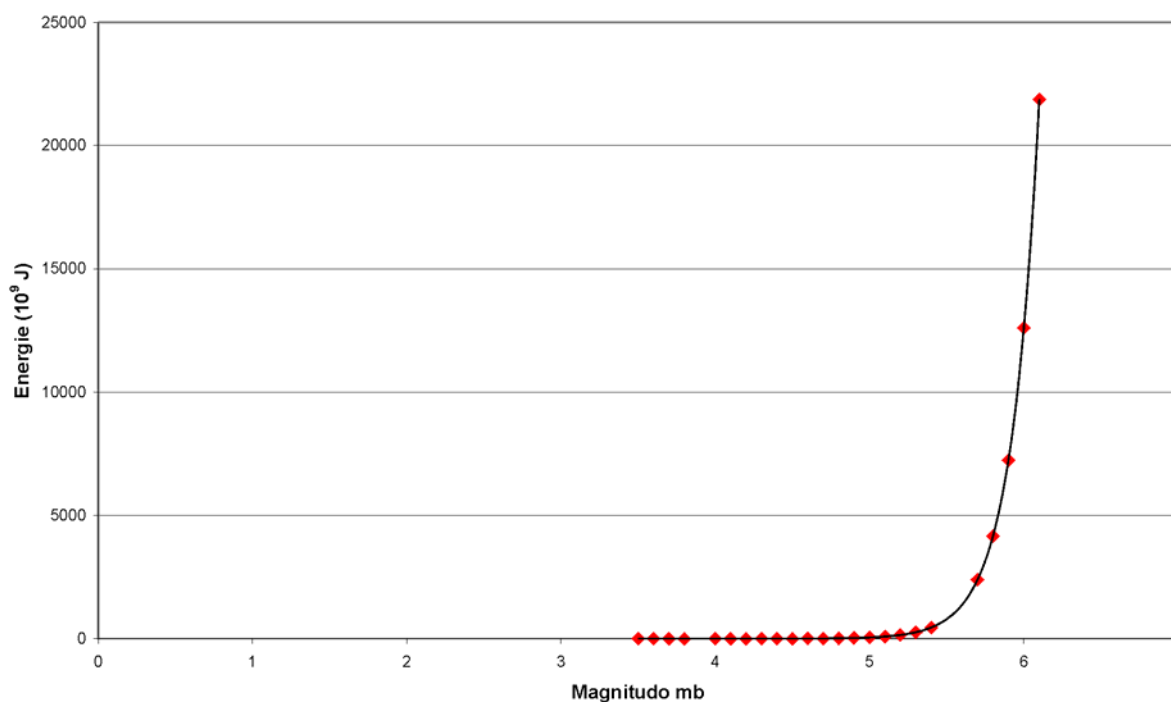


Fig. 5.10. Dependencia de la energía sísmica en la magnitud para el periodo 1971–2009 (según la fórmula empírica Gutenberg – Richter 1956 in Udías 1999: $\log E_s = 2.4 mb - 1,3$).

Los cambios de la litología de las estructura geológicas (el cambio del grosor de los estratos y sus propiedades geotécnicas) influyen el tamaño del terremoto, sobre todo de su espectro. En el ambiente rocoso la energía sísmica se extiende dependiendo de las propiedades elásticas (densidad, velocidad de las ondas sísmicas) del tamaño del contraste de los estratos sub- y suprayacentes. La amplitud de intensificación AA (Average Amplitude) dependerá en el área estudiada de la relación W de las resistencias acústicas del sub- y suprayacente ($W = \rho \cdot V_s$, donde ρ es la densidad del ambiente rocoso y V_s la velocidad de expansión de la onda transversal). Si en la mayoría del área está el subyacente formado por rocas cristalínicas, las cuales están

cubiertas por sedimentos cuaternarios, este ambiente litológico se caracteriza por un gran contraste (las densidades y las velocidades de las ondas sísmicas son en caso de rocas firmes altas, mientras que en caso de sedimentos no consolidados son bajas), el cual permite un gran aumento del valor AA (hasta 1,5). Otro parámetro es desplazamiento de amplitud máxima de aceleración en el espectro frecuencial del terremoto, el cual está influido sobre todo por el grosor del estrato de sedimentos y por sus propiedades geotécnicas (elasticidad y absorción). La solución del problema de la amenaza sísmica depende entre otros también de la estimación del valor de la amplitud de amplificación y cambio de la frecuencia del acelerograma (Trifunac 1990). Amplificación y desplazamiento de frecuencia **al área de frecuencias bajas (<2 Hz), donde se puede acercar a la frecuencia resonante de las construcciones, sucede sobre todo en caso del aumento del estrato sedimentario y en caso de su licuefacción.** La conclusión es que las construcciones más amenazadas serían en zonas con alta superficie de agua subterránea. En cada área puede crecer el riesgo durante periodo de elevada actividad sísmica, la cual coincide cronológicamente con elevada superficie de agua subterránea durante tiempos de grandes inundaciones.

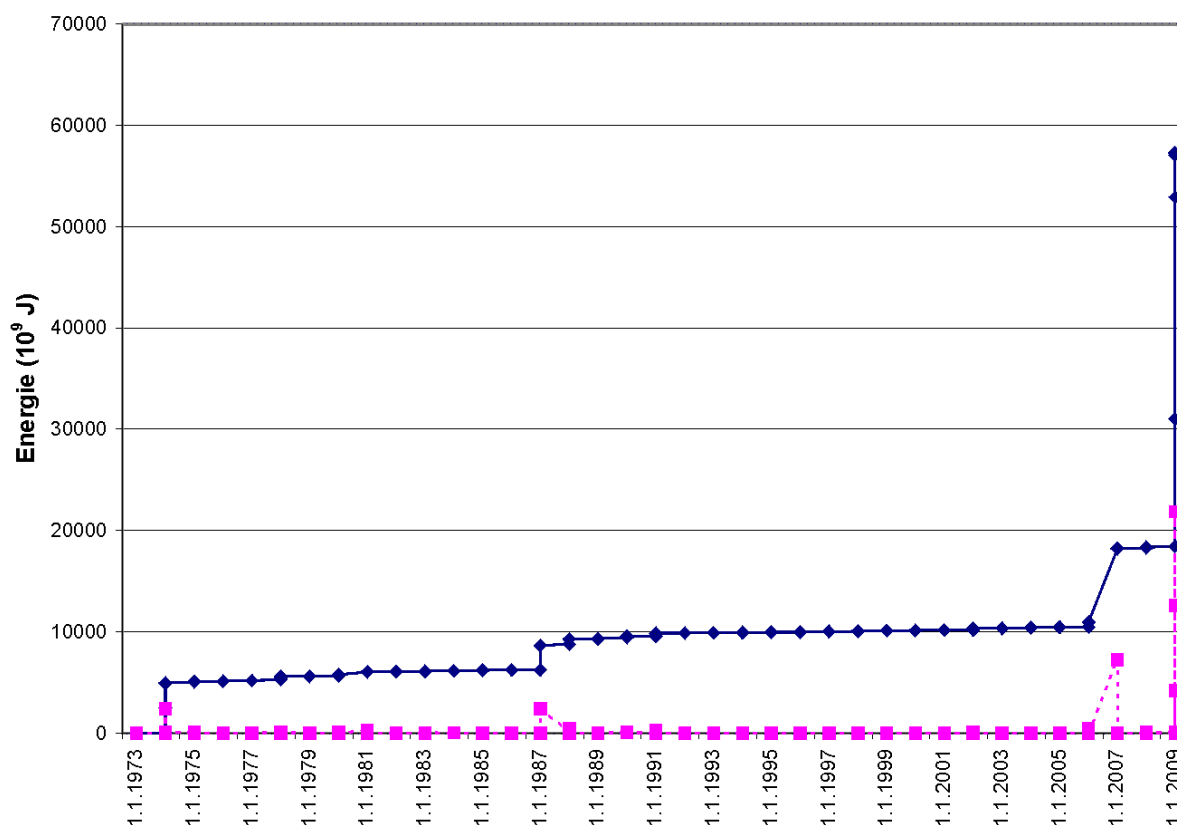


Fig 5.11. La energía sísmica total en el área en los años 1971–2009 (Cumulative seismic energy).

Al tamaño del movimiento sísmico que puede ser arrancador de deslizamientos o licuefacción de arenas, contribuye también el conocimiento de llamada „intensidad de Arias“ (Arias 1970). Esta cantidad expresa la energía total del movimiento sísmico calculada del acelerograma (los valores de entrada son la aceleración y el tiempo de duración). Las condiciones geológicas más desfavorables son para los estratos sedimentarios hasta 30 m, en caso de grosores más grandes surge una absorción más alta de la energía sísmica (Viskup 2003). El mapa de riesgo que se creó en el marco del proyecto Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP, <http://www.seismo.ethz.ch/GSHAP/global/>), se cita para el área de estudio el valor máximo de aceleración PGA (Peak Ground Acceleration) 4,8–5,6 $m.s^{-2}$ a lo largo de la costa hasta la bahía de Sechura. Hacia el interior este valor „disminuye“ hasta PGA 4,0–4,8 $m.s^{-2}$, también para el área de la ciudad. Si recontáramos esta aceleración a la intensidad epicentral máxima esperada I_0 , podría llegar a valores hasta 9,5° MSK-64 (derrumbe de edificios ruinosos, damnificación de edificios mejor construidos, quebraduras de tierra, deslizamientos). El último terremoto más fuerte registrado con la magnitud $M_w = 6,1$ (15.2.2009) tuvo la intensidad epicentral más o menos 3–4° MM (fuente Instituto Geofísico del Perú), lo que significa más o menos 1,5–3,5° MSK-64.

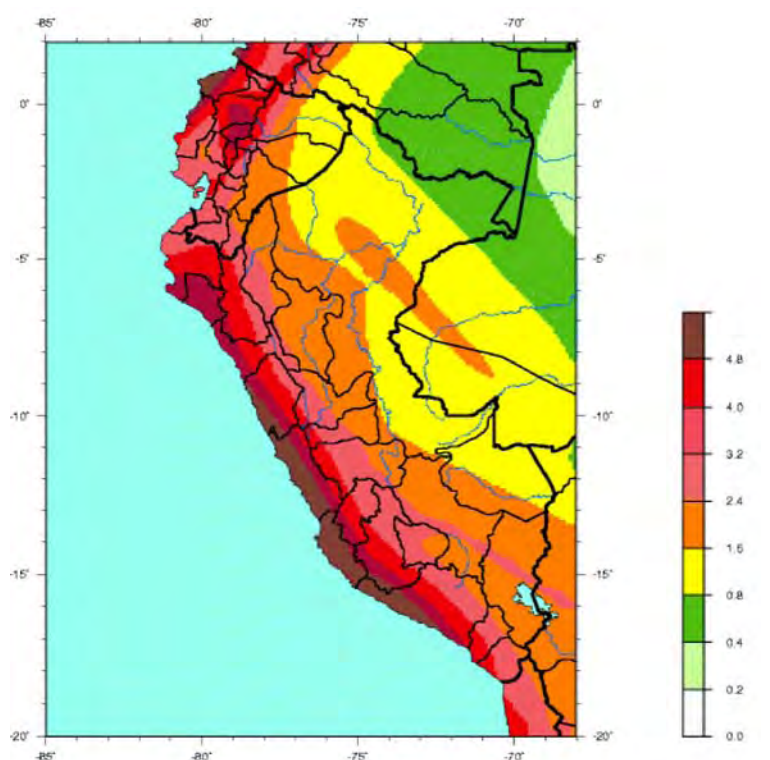


Fig. 5.12. Mapa del riesgo sísmico de Perú (valores de aceleración PGA en $m.s^{-2}$), fuente:

<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/peru/gshap.php>.

6. CARACTERIZACION DE INGENIERIA-GEOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El mapa esquemático de regiones de ingeniería-geológica en la parte baja de la cuenca de los Ríos Piura y Chira representa un modelo simplificado del ambiente geológico e incluye la caracterización de ingeniería-geológica de las propiedades de las rocas (Tab. 6.1.), el relieve y fenómenos geodinámicos. El mapa de regiones de ingeniería-geológica (IG) y la combinación de un mapa geomorfológico exodinámico puede servir como base para el planeamiento (ordenamiento) territorial y los proyectos de construcción.

La investigación de IG fue realizada para orientación – por medio de visitas de campo, estudio de fotografías aéreas del área y una documentación detallada de materiales geológicos en el terreno. También se realizaron trabajos técnicos, sobre todo de excavaciones de prueba superficiales y perforaciones manuales. La información de sondeos o perforaciones profundas, no estuvieron a disposición para ser usadas. El carácter del ambiente rocoso fue estudiado macroscópicamente en numerosos afloramientos y taludes o laderas durante la documentación geológica del terreno. Con la ayuda de los datos obtenidos, junto con los datos del mapa exodinámico y del mapa geológico básico antiguo, fue elaborado un mapa esquemático de regiones de IG a una escala 1:100,000. Cada una de las regiones son áreas con propiedades litológicas del ambiente rocoso parecidas o iguales y desde el punto de vista de la ingeniería-geológica se comportan de manera parecida. La zona de la cuenca baja del Chira y Piura fue delimitada en 9 regiones. Con respecto a las nueve regiones, el área fue delimitada en base a las diferencias del ambiente rocoso de cada una de las subregiones. En la Tab. 6.1. se muestra un resumen de las regiones y subregiones con las propiedades básicas geotécnicas del ambiente rocoso.

Tab. 6.1. Las propiedades geotécnicas básicas de cada una de las regiones

Región	Subregión	Permeabilidad	Rompimiento	Compresibilidad	Grado de firmeza de rocas	Meteorización y alteración	Adecuación de la región para la construcción (suelo de fundamento)
Región de piedras rocosas	<i>Subregión de rocas cristalinas</i>	poco hasta fuertemente permeable	difícil hasta muy difícil	casi incompresible	alto	sana	adecuada con condición
	<i>Subregión de carbonatos (calizas)</i>	fuertemente permeable	muy difícil	casi incompresible	alto	sana	adecuada con condición
Región de rocas y suelos siliciclásticos semirocosos	<i>Subregión de sedimentos pulveroso-arenosos</i>	Débil hasta poco permeable	difícil hasta bastante	compresibilidad intermedia	intermedio	sana hasta poco alterada	adecuada con condición
	<i>Subregión de sedimentos arenosos</i>	poco hasta fuertemente permeable	difícil hasta bastante	compresibilidad intermedia	Intermedio	sana hasta poco alterada	adecuada
	<i>Subregión de sedimentos guijosos (conglomerados y gravas)</i>	fuertemente permeable	difícil hasta bastante	compresibilidad intermedia	Intermedio	sana	adecuada
Región de conglomerados bioclásticos marítimos (tablazos)		fuertemente permeable	difícil hasta muy difícil	casi incompresible	alto	sana	adecuada
Región de gravas fósiles aluviales		fuertemente permeable	bastante	compresibilidad intermedia	Intermedio	sana	adecuada
Región de sedimentos de conos aluviales y de cursos intermitentes (quebradas)		fuertemente permeable	bastante	compresibilidad intermedia hasta muy buena	bajo	sana	inadecuada
Región de sedimentos fluviales y deltoides		fuertemente permeable	bastante	compresibilidad intermedia hasta muy buena	bajo	sana	adecuada con condición
Región de sedimentos lacustres	<i>Subregión de lagos permanentes</i>	débil- hasta poco permeable	bastante	compresibilidad muy buena	bajo	sana	Inadecuada
	<i>Subregión de lagos temporales</i>	débil- hasta poco permeable	bastante hasta difícil	compresibilidad muy buena	bajo	sana	Inadecuada
Región de arenas eólicas	<i>Subregión de arenas eólicas activas</i>	fuertemente permeable	bastante	compresibilidad muy buena	bajo	sana	Inadecuada
	<i>Subregión de arenas eólicas estabilizadas</i>	fuertemente permeable	bastante	compresibilidad muy buena	bajo	sana	adecuada con condición
Región de arenas playeras	<i>Subregión de playas arenosas</i>	fuertemente permeable	bastante	compresibilidad intermedia hasta muy buena	bajo	sana	Inadecuada
	<i>Subregión de playas guijosas (de grava)</i>	fuertemente permeable	bastante	compresibilidad intermedia hasta muy buena	bajo	sana	Inadecuada

6.1. Región de piedras rocosas

La región rocosa está relacionada con el área que se eleva morfológicamente en la parte costera, con los macizos Illescas (al sur y sudoeste de la ciudad Bayovar), y Paita (al sur de la ciudad Paita). Se trata de una región con un relieve morfológico acentuado. Desde la costa del Pacífico la zona de los macizos se eleva en una distancia muy corta (unos kilómetros) hasta una altitud de alrededor 500 m sobre el nivel del mar. Debido al clima árido, el área casi no está cubierta por vegetación y está expuesta a una alteración mecánica intensa. Los fuertes vientos predominantes del océano causan abrasión de la superficie de las rocas. Con base a la composición litológica, la región está dividida en subregiones:

- a) *de rocas cristalinas*
- b) *de carbonatos (calizas)*

La subregión *de rocas cristalinas* está formada por ortogneiss precámbrico con inserciones de afibolitas y cuerpos de tonalitas, filitas paleozóicas, micacitas y granitoides leucócratas. El ambiente rocoso está afectado intensivamente por la foliación metamórfica, así como, por un denso sistema de juntas y fallas (Fig. 6.1.). El ambiente rocoso está generalmente sano y esta alterado por la meteorización mecánica, principalmente en la superficie es donde está un poco alterado. Las rocas están a menudo afectadas por la erosión eólica, la cual produce la creación de diferentes micro-formas de la superficie rocosa. Las rocas son semi-permeables, en la zona superficial son más permeables; se pueden clasificar como difícil hasta muy difícil de romper, solamente en las zonas superficiales, sobre todo en las áreas formadas por filitas pueden ser bien fracturables. Desde el punto de vista de la compresibilidad se trata de un ambiente rocoso prácticamente incomprensible, con resistividad intermedia hasta alta.

La subregión *de carbonatos (calizas)* está formada sobre todo por calizas biodetríticas. Las rocas de esta subregión salen a la superficie sobre todo en las partes limítrofes de los macizos Illescas y Paita. Las secuencias de calizas están formadas por cuerpos fuertemente estratificados hasta macizos. Las rocas carbonatas contienen pequeños componentes de elementos siliciclásticos. La presencia de calizas está acompañada por fenómenos kársticos, en base a los afloramientos en las canteras se pudo observar que los materiales kársticos llegan

hasta la profundidad de 3 m. Las rocas están plegadas y afectadas tectónicamente por un sistema denso de juntas continuas sub-verticales (Fig. 6.2.). El ambiente rocoso es fuertemente permeable y muy difícil de romper. Desde el punto de vista de la compresibilidad se trata de un ambiente rocoso prácticamente incomprensible con alta resistividad.

El territorio de la región de las piedras rocosas se caracteriza por un sistema de drenajes desarrollado en forma de quebradas profundas. El fenómeno de riesgo más alto de esta región es la erosión, la cual es más fuerte en el periodo de precipitaciones intensas, relacionadas con el fenómeno El Niño. Los valles suelen estar secos, pero durante los periodos de fuertes precipitaciones atmosféricas se inundan, se forman flujos torrenciales y ocurre la erosión retrógrada, así como, lateral. Debido a una resistencia de las rocas relativamente alta, no suceden cambios de relieve rápidos y dramáticos, como es el caso en las regiones formadas por sedimentos siliciclásticos más suaves (véase abajo).



Fig. 6.1. Filitas con clara foliación metamórfica. Macizo de Paita.

Los suelos de cimentación de la región de piedras rocosas tienen condiciones adecuadas para la construcción. Durante la construcción de las cimentaciones de las

construcciones hay que tener en cuenta la dificultad para fracturar las rocas. Durante la construcción de las vías de transporte, como carreteras, hay que tener en cuenta la erosión y respetar el sistema de drenaje del terreno. Es más adecuado ubicar las vías de transporte en las crestas de la cuenca, donde la erosión es más baja. Debido a la dinámica de las inundaciones y carácter de valles o causes, no es adecuado construir los puentes clásicos pero usar la tecnología localmente bien conocida de “badenes”. Pero depende de importancia de la carretera. En las partes con alto porcentaje de presencia de calizas hay que tener en cuenta las diferentes formas de fenómenos kársticos, por ejemplo las dolinas y los lapiazes.



Fig. 6.2. Sistema denso de juntas de calizas al borde sudoccidental del macizo de Paita.

La materia que se explota en esta región son las fylitas con alto contenido de andalucita en el área del macizo de Paita. Otra fuente de materias primas son también las calizas biotécnicas al borde sudoccidental del macizo de Paita, donde se explotan estos minerales en unas canteras. Las rocas granitoides pueden servir como material adecuado para la construcción. Debido a la insuficiencia de agua para irrigación, insuficiencia de cubierta de suelo, fuerte circulación de aire y relieve dinámico, el área no es adecuada para la agricultura y se puede aprovechar mejor para la explotación.

6.2. Región de rocas y suelos siliciclásticas semirocosas

Las rocas de esta región comprenden una amplia serie de sedimentos siliciclásticos de la edad terciaria. Con base a la litología prevaleciente y a la granulometría de sedimentos, esta región está dividida en tres subregiones:

Subregión de sedimentos pulveroso-arenosos

Subregión de sedimentos arenosos

Subregión de sedimentos guijosos (grava o conglomerados)

La subregión de sedimentos finos-arenosos está formada generalmente por sedimentos terciarios siliciclásticos de grano fino de origen marítimo. Estas rocas afloran en la parte baja de la cuenca del Río Chira, sobre todo en la orilla septentrional del valle fluvial, donde hay presencia de extensos afloramientos. La presencia de sedimentos terciarios finos-arenosos sigue hasta la bajada del macizo Amotape, donde están cubiertos por unos metros de una secuencia potente de gravas y arenas aluviales. En el área al norte de Tamarindo se encuentran en las partes más altas de las cuestas y en la meseta; cubiertos por calizas y conglomerados de la formación cuaternaria Tablazo. En la orilla meridional afloran en la cuesta abrupta solamente en la parte inferior de la cuenca por encima de los pueblos La Huaca y Nuevo Colán. Más adelante hacia el este están los sedimentos terciarios cubiertos por sedimentos aluviales fósiles. Los sedimentos terciarios forman también depósitos interfluviales en la llanura fluvial entre la ciudad Sullana y el pueblo San Jacinto.

Los sedimentos de la subregión de sedimentos pulveroso-arenosos se caracterizan por una rápida variación de rocas polvósas estratificadas, rocas arcillosas intercaladas con estratos de areniscas. Los cambios litológicos suceden en el marco de la secuencia sedimentaria y se dan en unos cuantos centímetros. Esporádicamente hay presencia de capas fuertemente estratificadas hasta en bancos de areniscas que tienen un espesor de hasta unos decímetros. En las cuestas, en la orilla septentrional del Río Chira, están localmente presentes intercalaciones de bentonitas arenosas de espesor de unos decímetros hasta de algunos metros. Las rocas están plegadas y a menudo afectadas tectónicamente por

fallas existiendo presencia de una red densa de juntas. Las juntas afectadas están rellenas por yeso, calcita o arcilla.

Las rocas se puede clasificar desde débiles hasta muy poco permeables y son bien fracturables. Solamente en el caso de presencia de capas más profundas de areniscas entonces pueden ser más difíciles de fracturar. El ambiente rocoso debido al clima árido es sano generalmente y no está afectado por la meteorización. Solamente en la superficie (hasta una profundidad de 1 m) existiendo presencia en algunas partes, sobre todo en los terrenos planos, y cuando esta alterado obtiene un carácter de suelo arcilloso. La resistividad de las rocas es generalmente intermedia. Cuando están húmedas las rocas arcillosas y bentonitas pueden hacerse plásticas, expandirse y aumentar su volumen; en cambio durante las sequías se contraen de nuevo.

De los minerales presentes en esta región se pueden aprovechar las inclusiones de bentonitas. Hay pequeños lugares de extracción al norte del pueblo de Tamarindo.

La subregión de *sedimentos arenosos* se encuentra sobre todo en la parte baja de la cuenca del Río Piura, donde las rocas de esta subregión no están cubiertas por acumulaciones de terrazas de sedimentos cuaternarios marítimos o por cubiertas más potentes de sedimentos eólicos. La presencia de estos tiene relación también con las dos cuevas al lado de ambos bordes de la llanura fluvial y con el área al oeste de la ciudad Piura. Una presencia importante de estos sedimentos está relacionada también con el área central del desierto de Sechura, alrededor de Las Salinas y de la quebrada Ñamuc, donde estas formaciones del manto afloran sobre todo en los escarpes retrógrados.

La subregión de *sedimentos arenosos* está formada generalmente por sedimentos marítimos depositados sub-horizontalmente que forman el relleno más joven de la cuenca de Sechura – formaciones terciarias Zapayal y Miramar. Se trata de areniscas calcáreas y siliciosas de granulación fina hasta media con alternaciones de arcillas (Fig. 6.3., 6.4.). Sobre todo en la parte superior de la secuencia sedimentaria existen estratos de diatomitas, tobas y bentonitas. También hay presencia de sedimentos con alto contenido de fosfatos. En la mayoría del área de esta región se encontró en las rocas un alto contenido de sales (halita, yeso), de

manera aislada los yesos forman unos horizontes de hasta unos decímetros de potencia.

Los sedimentos tienen una estratificación fina, pero debido a la calcificación secundaria puede ser que la estratificación original de las rocas este poco clara y las rocas pueden tener un aspecto macizo y carácter de margas con aditivo arenoso. El ambiente rocoso de esta región está a menudo afectado por fallas y por una densa red de juntas sub-verticales continuas. Las alteraciones tectónicas y las juntas están generalmente rellenas por yeso o calcita. Las rocas representan un suelo de fundamento con buenas propiedades geotécnicas, los sedimentos de esta subregión son semipermeables, generalmente bastante fracturables; en caso de existir un mayor contenido de evaporitas y capas calcificadas secundariamente entonces pueden ser más difícil de fracturar. El ambiente rocoso es generalmente sano, solamente en la superficie está un poco alterado con un carácter de suelos arenosos. La resistibilidad es por lo general intermedia.

De los minerales en esta región se pueden aprovechar las bentonitas que se explotan en pequeñas canteras en el área al norte de Piura y cerca de La Unión. Los fosfatos con un contenido de hasta 30 % de P_2O_5 son explotadas en la zona Salina Grande. Debido al alto contenido de sales en los sedimentos, el área no es adecuada para la actividad agraria, aun cuando se haga uso de sistemas de irrigación.



Fig. 6.3. Quebrada formada en limolitas y areniscas de grano fino, parcialmente cubierta por sedimentos eólicos. En los alrededores de la ciudad Vice.



Fig. 6.4. Areniscas de grano fino del manto Miramar, en los alrededores de la ciudad Vice.



Fig. 6.5. Carretera destruida por un flujo torrencial en sedimentos terciarios finos-arenosos, que son fácilmente afectados por la erosión, carretera Panamericana de Sullana a Talara.



Fig. 6.6. Vado sobre un valle erosional formado en la subregión de sedimentos finos-arenosos del Terciario.

Subregión de sedimentos conglomerados

La presencia de sedimentos consolidados guijosos del Mesozoico y Terciario está relacionada con la formación cretácea y terciaria del manto que aflora en el acantilado costero del Océano Pacífico cerca de la ciudad La Tortuga, donde están cubiertos parcialmente por unos metros de potentes estratos de conglomerados bioclásticos de la formación cuaternaria Tablazos. Otra importante presencia de esta región está relacionada con una extensa área al norte y noreste de la ciudad Piura.

La región está formada por conglomerados con diferente nivel de consolidación y con lenticulares de sedimentos arenosos. La consolidación y adhesión de las rocas se diferencia localmente y depende de la cementación secundaria. Los conglomerados forman estratos potentes hasta bloques de espesor de unos decímetros hasta de algunos metros, los estratos de areniscas son generalmente de unos decímetros de profundidad y la extensión lateral de las posiciones de areniscas no excede las decenas de metros.

La subregión de *sedimentos conglomerados* representa un buen suelo de cimentación con buenas propiedades geotécnicas. Las rocas son fuertemente permeables y van de fácil hasta difíciles de fracturar. Durante el periodo de lluvias el

agua se absorbe rápidamente. Las rocas son generalmente sanas, solamente localmente en la zona superficial (hasta la profundidad de 1 m) están alteradas a saprolito arenoso-guijoso.

En toda la región de las rocas siliciclásticas semirocosas y suelos se manifiestan acentuadamente los procesos erosivos. Por lo general existe un sistema de drenajes en el área, junto con la erosión retrógrada, lateral y planar. Como consecuencia de la erosión, se forman en los sedimentos sistemas de quebradas y si la red de estructuras erosiónales es densa, se forma hasta malpaís – por ejemplo en el área formada por arcillas terciarias al pie meridional del macizo Amotape (Fig. 6.5., 6.7.). Las quebradas están inundadas por el agua durante las precipitaciones intensas. Conectado a esta situación están relacionados también los riesgos en el sector. Por el impacto de la erosión, los sistemas de drenaje actuales pueden extenderse y profundizarse, se pueden formar nuevos drenajes y como consecuencia de la erosión lateral pueden derrumbarse las cuestas. En casos extremos puede transformarse todo el relieve. Por el impacto de los procesos erosiónales (Fig. 6.5.) se produjeron en el pasado numerosos daños sobre todo en la infraestructura.



Fig. 6.7. Malpaís creado en la región de sedimentos guijosos consolidados.

Durante la cimentación de las construcciones hay que tomar en consideración la heterogeneidad del subyacente, donde pueden existir diferentes características

geotécnicas de cada uno de los tipos de las rocas litológicas. Durante la cimentación de vías de transporte hay que tomar en consideración la erosión intensa y el sistema de drenaje del terreno. Debido a la dinámica de las inundaciones y carácter de valles o causes, no es adecuado construir los puentes clásicos pero usar la tecnología localmente bien conocida de “badenes”. Pero depende de importancia de la carretera. (Véase por ejemplo Fig. 6.6.).

Durante el año 2008 la carretera de San Jacinto al pueblo Miramar presento problemas en el banco de erosión derecho del Río Chira al borde de la llanura fluvial y al pie de la cuesta adyacente, formada por rocas de la subregión de sedimentos finos-arenosos. El banco de erosión fue afectado durante los caudales más grandes por la erosión lateral. Las orillas y las laderas se erosionaron rápidamente y en algunas partes se derrumbaron. Por estos procesos exodinámicos fue directamente amenazada la carretera mencionada anteriormente.

6.3. Región de conglomerados bioclásticos marítimos

La región de conglomerados bioclásticos marítimos está relacionada con terrazas marítimas del Pleistoceno y el Eopleistoceno, llamadas Tablazos, de las formaciones Hornillos, Talara y Lobitos, las cuales están conservadas en los planos poco inclinados en tres niveles de altitud – la inferior corresponde a la formación Tablazo Lobitos en las altitudes 5–20 m sobre el nivel del mar, la intermedia en la altitud 50 m hasta 100 m.s.n.m. (Tablazo Talara) y la más alta Hornillos con una altitud de alrededor 160 m. Hay importante presencia superficial de estos sedimentos sobre todo en el área entre Sechura y el estuario Virrila, en las planicies alrededor de las ciudades de Vice y La Unión, en la planicie poco inclinada al este y noreste de la ciudad de Paita. Un área grande de esta región está en el altiplano al sur del valle del Río Chira por encima del pueblo Nuevo Colán. Otra presencia importante de sedimentos costeros fósiles fue encontrada al norte del Río Chira, donde afloran estas rocas del subyacente de la parte distal de la bajada del macizo Amotape. Una presencia, con una pequeña extensión superficial, se encuentra en las cuevas del macizo de Paita y del macizo Illescas adyacentes a la costa.

Las formaciones del manto de esta región están generalmente formadas por calizas bioclásticas de grano grueso y por conglomerados con contenido variable de material siliciclástico. En el área al norte del pueblo Tamarindo al pie del macizo Amotape y del pueblo Vice en la parte baja de la cuenca del Río Piura, en las calizas

y en los conglomerados hay presencia de lentes de areniscas de grano grueso poco consolidadas con unos metros de espesor. Las rocas tienen un espesor de sólo unos metros, solamente localmente (por ejemplo al pie del macizo Amotape) su espesor llega a tener hasta más de 15 m. Los sedimentos están a menudo perturbados por un sistema de juntas lineal sub-vertical.



Fig. 6.8. Desprendimiento de bloques cerca del pueblo La Tortuga. Al borde de la ladera se mueven bloques de calizas de la formación Tablazo Talara, y los bloques siguen moviéndose en periodos de elevadas precipitaciones.

Los conglomerados y las calizas forman en comparación con el subyacente siliciclástico terciario unos estratos más firmes y más resistentes a la erosión. Por eso esta región suele estar relacionada con terrenos planos con baja densidad de valles erosiónales. La creación eventual de estos valles es local y está relacionada con zonas afectadas por discontinuidades del ambiente rocoso.



Fig. 6.9. Derrumbe rocoso de calizas de la formación Tablazo Talara, parte sudoccidental del macizo Amotape.

El fenómeno de más riesgo en esta región son las deformaciones de ladera. Hay problemas de movimientos de ladera sobre todo debido a la erosión subterránea de los estratos de calizas y en los conglomerados en bloques. (Fig. 6.9.). Las laderas con un subyacente menos permeable se saturan en periodos con altas precipitaciones fracturándose en bloques sueltos de conglomerados y carbonatos moviéndose en las laderas (Fig. 6.8.). Desprendimientos extensos fueron documentados sobre todo en las laderas de la orilla septentrional del Río Chira entre los pueblos San Jacinto y Miramar, así como, en las cuestas al sudoeste del pueblo La Huaca y también en la cresta de la cuesta costera abrasiva en los alrededores de la ciudad La Tortuga. Extensas áreas de desprendimientos también fueron documentadas en la cuesta oriental del macizo Paita, donde las calizas biodetríticas más permeables y los conglomerados de la formación Hornillos de espesor de algunas decenas de metros yacen sobre rocas cristalinas menos permeables. Localmente, por el impacto de la erosión lateral en las orillas laterales de las quebradas, ocurren derrumbes de bloques de calizas y conglomerados (Fig. 6.9.). Debido a su alto contenido de material siliciclástico estas rocas no están afectadas por el fenómeno kárstico.

Las rocas de esta región son resistentes y estables. Los conglomerados y las calizas tienen alta resisitividad y no están afectadas por la alteración, son difíciles hasta muy difíciles de romper. Las lentes de areniscas pueden estar un poco alteradas, no consolidadas y son bastante fracturables. Las rocas son bastante permeables, sobre todo a lo largo de los planos sub-verticales de discontinuidad. Durante la construcción de cimentaciones de construcciones puede haber problemas debido a la difícil fracturación de estas rocas, sobre todo en el caso de capas de carbonatos o calizas más espesas y más resistentes. En el marco de esta región pueden aparecer problemas con la construcción de vías de transporte, debido a su diferente espesor o debido también a cambios litológicos a otras rocas con diferentes características geotécnicas (conglomerados frente a areniscas), o también el cambio de esta región a otra región con diferentes condiciones para las cimentaciones. No son adecuadas para la construcción las áreas cerca de los bordes de las cuestas o laderas, donde sucede la erosión lateral, la fragmentación a bloques y donde inician los movimientos de ladera. En esta región no hay recursos de minerales aprovechables.

6.4. Región de sedimentos guijosos aluviales fósiles (grava aluvial)

La región de sedimentos guijosos aluviales fósiles está relacionada en primer lugar con una bajada (sistema de conos aluviales) del macizo Amotape en la cuenca del Río Chira pero también con la cuesta meridional por encima de la llanura fluvial del Río Chira entre los pueblos Sullana y La Huaca. Áreas aisladas y más pequeñas se encuentran en la cuesta al sudeste de la delta del Río Chira por encima del pueblo Nuevo Colán. En la parte baja de la cuenca del Río Piura está formada por pocas porciones al borde occidental de su llanura fluvial, relacionado con el paleovalle La Letira y también hay poca presencia alrededor de la ciudad Sechura. El espesor de los estratos sedimentarios es muy variable y depende de la geometría de cada uno de los cuerpos. Los espesores más grandes, hasta de algunas decenas de metros, fueron delimitados por medio de la investigación de campo entre los pueblos Sullana y La Huaca. La región de gravas aluviales fósiles está formada por grava de grano muy variable, no consolidado o poco consolidado de grano grueso con numerosas lentes o capas de arenas (Fig. 6.10.). Están presentes aisladamente las arenas y las gravas con unos centímetros de potencia en inserciones discontinuas de sedimentos finos-arenosos. Bloques bien redondos demuestran un transporte muy activo desde

una larga distancia desde su fuente gracias al agua. Los cambios entre cada uno de los tipos litológicos (arena-grava) son de unos decímetros, y como máximo hasta algunos metros. Localmente las capas de gravas aluviales y arenas están consolidadas secundariamente por carbonatos o contienen pseudomicelias carbonicadas. Aisladamente los sedimentos están perturbados por juntas sub-verticales, o por fallas. Las juntas están generalmente rellenas por carbonatos.



Fig. 6.10. Gravas y arenas de la región de sedimentos guijosos aluviales fósiles.

Debido a la poca consolidación de los sedimentos, la región de sedimentos guijosos aluviales tiene predisposición a la erosión. Las rocas son bastante permeables. Durante el periodo de lluvias el agua se absorbe rápidamente. Las rocas son bastante fáciles de excavar y están poco alteradas siendo por eso sanas por lo general.

La región de sedimentos guijosos aluviales fósiles es un buen suelo para la cimentación de construcciones, con propiedades geotécnicas favorables. Los sedimentos de grava de esta región se pueden aprovechar como material para la construcción y son explotados en muchos lugares, sobre todo cerca de la carretera entre los pueblos La Huaca y Sullana, Nuevo Colán y en algunas centros de extracción más pequeños cerca de las ciudades Vice y Sechura.

6.5. Región de sedimentos de los conos aluviales y de rellenos de las quebradas

Una zona con importante presencia superficial en esta región está conformada por las quebradas que bordean el macizo Illescas y el macizo de Paita. Otra área está en la zona del drenaje intermitente Cascajal en la parte meridional del área estudiada. Lugares con presencia menor están en toda la superficie de la cuenca baja de los Ríos Chira y Piura estando relacionadas sobre todo con los fondos de los valles actuales y de las quebradas inclusive con su desembocadura.

Desde el punto de vista litológico se trata de arenas clásticas no consolidadas y gravas mal clasificados con alto contenido de fracción arenosa. Son característicos los cambios bruscos de granulometría y hay cambios faciales en distancias cortas.

El factor de riesgo más alto de esta región son las inundaciones, los flujos torrenciales, la agradación y degradación por procesos erosivos, así como, las acumulaciones rápidas de sedimentos. Los lugares de más alto riesgo de esta región están en los fondos de los valles erosionales. Éstos están durante la mayoría del periodo de sequía sin agua y generalmente no hay procesos de riesgos naturales, eventualmente se acumula aquí el material eólico. Sin embargo, durante el periodo de lluvias intensas, estos canales secos se inundan, se forman flujos torrenciales unidos con la erosión retrógrada, lateral y fluvial unida con una rápida redepositación de los sedimentos. En las partes donde el flujo pierde su dinámica se acumulan rápidamente los sedimentos. Las acumulaciones más importantes por eso están cerca de las desembocaduras de los valles secos más grandes, donde se forman los conos aluviales. En su superficie se pueden acumular durante una inundación, sedimentos de un espesor de hasta unos metros. A la vez, se manifiesta aquí la erosión relacionada con cada uno de los lechos de estos conos aluviales. Los fondos de los valles y sus desembocaduras representan un enorme riesgo natural. De esta manera se producen enormes daños en la infraestructura y en los asentamientos humanos.

En comparación con los fondos de los valles y sus desembocaduras, las áreas formadas por las superficies de conos aluviales grandes (por ejemplo la bajada del macizo de Paita), representan áreas dónde los procesos de riesgo suceden con menor periodicidad y solamente durante los periodos de precipitaciones excepcionales. En tales casos pueden formarse en estas zonas agradación y

degradación por procesos erosionales, unido con la acumulación de sedimentos y la erosión de la superficie del cono aluvial junto con la formación de un nuevo sistema de canales de drenaje. A pesar de la menor abundancia de riesgos en esta zona no son adecuadas para la construcción.

Las rocas de la región de sedimentos de conos aluviales y de rellenos de las quebradas son bastante permeables y son muy fracturables. Las rocas de esta región tienen compresibilidad intermedia, están compactadas medianamente, con baja resistividad.

Los suelos del fundamento son resistentes. Las zonas de los conos aluviales no son adecuadas para la construcción y durante la construcción, así como, planificación de las construcciones de vías de transporte es mejor evitar estas zonas. La construcción de puentes por encima de las quebradas no es adecuada, recomendamos el uso de “badenes”.

6.6. Región de sedimentos fluviales recientes y deltoides (Llanura fluvial de Piura y Chira)

La región de sedimentos fluviales y deltoides está relacionada con la llanura fluvial del Río Piura, la llanura fluvial del Río Chira y su delta. Se trata de una región muy influenciada por la intensa actividad antropogénica, por un lado por la agricultura y por el otro por la construcción de viviendas e infraestructura (carretera, canales de irrigación, construcciones contra inundaciones). Por eso, en esta región la interacción de la actividad humana y los procesos fluviales está más acentuada.

Desde el punto de vista litológico se trata de una región muy heterogénea, formada sobre todo por arenas de grano medio y fino, polvos, suelos arenosos, limos y arcillas. Debido al desarrollo dinámico del sistema fluvial del río las rocas demuestran una alta heterogeneidad y los cambios litológicos son rápidos y bruscos, dándose en distancias cortas. La región de sedimentos fluviales es característica por los procesos geodinámicos relacionados con las inundaciones causadas por el fenómeno de El Niño. Este fenómeno natural causa enormes daños económicos pero también daños en la salud y hasta pérdidas de vidas humanas. Las inundaciones están acompañadas por la avulsión de los lechos, por la erosión lateral, rompimiento de las agradaciones de los terraplenes y a continuación por la

creación de lóbulos de derrame, por la depositación del lecho y la acumulación de sedimentos en forma de bancos arenosos que tienen un espesor de hasta algunos metros durante una inundación (Fig. 6.11.). Otro proceso negativo es la erosión de suelos debido a actividades de agricultura inadecuadas y manejo del agua superficial (de irrigación). Sobre todo durante la siembra del arroz, donde se evapora el agua de irrigación de las áreas de cultivo, se realiza la saturación y luego aumenta el contenido de sal en la tierra; haciendo que por esta degradación impida otro aprovechamiento agrario.

Los suelos de cimentación de esta región son bastante heterogéneos, en caso de una mayor presencia de sedimentos de grano más fino es poco resistente, muy compresible. La fracturación de las rocas es muy buena. Los sedimentos tienen una consistencia blanda, en el caso de las rocas arcillosas sobre todo durante las lluvias son plásticos y se expanden, por el contrario durante las sequías pueden contraerse. El nivel del agua subterránea varía dependiendo de las precipitaciones y de la aportación del río. Generalmente se encuentra superficialmente a una profundidad de algunos metros, pero durante las precipitaciones intensas puede llegar hasta el nivel superficial del terreno.

Las condiciones para la cimentación en esta región van desde adecuadas hasta inadecuadas para la construcción dependiendo de la litología. Durante la cimentación de las construcciones hay que tomar en consideración la heterogeneidad del subyacente, el cual puede tener un diferente grado de pendiente de ambiente rocoso. Los sedimentos son absolutamente inadecuados para los diques. Los sedimentos finos-arenosos se utilizan como materia prima para ladrillos. La región es, con excepción de las áreas donde ha sido degradado el suelo como consecuencia del alto contenido de sal, adecuada para la agricultura.

Para un aprovechamiento más efectivo del área, minimizar los riesgos, pérdidas económicas y en casos extremos las vidas humanas; puede contribuir el mantenimiento de construcciones contra las inundaciones, limpieza regular del lecho de los sedimentos y un tratamiento sistemático en la planificación territorial. Durante la construcción de puentes por encima de los lechos hay que tomar en consideración que las construcciones tengan una capacidad suficiente para las aportaciones de agua máximas.



Fig. 6.11. Nuevas acumulaciones de sedimentos fluviales del Río Piura alrededor del puente Independencia al sur de la ciudad Piura.

6.7. Región de sedimentos lacustres

La región de los sedimentos lacustres está relacionada con las depresiones tectónicamente predispuestas sin desagüe en la parte baja de la cuenca del Río Piura y con las depresiones costeñas – limánes que bordean la costa. Durante periodos más húmedos estas depresiones están dotadas por agua superficial o subterránea unida con la sedimentación lacustre de limos y lodos. Durante el periodo de sequía el agua en estas depresiones se evapora lo que está unido con la creación de embalses hipersalinos y luego con la creación de costras de sal, así como, evaporitas.

La región de sedimentos lacustres está dividida en dos subregiones, *subregión de lagos permanentes* y *subregión de lagos temporales*.

La subregión de lagos permanentes está relacionada con los sistemas de lagos, donde durante los periodos de sequía solamente baja el nivel de agua en el lago, pero no se evapora absolutamente. Se trata de los lagos Ñapique y La Niña. Durante el periodo de lluvias y de alto nivel de agua son estos lagos parcialmente conectados. En la subregión de lagos permanentes hay generalmente sedimentos

limo-arcillosos con alto contenido de sedimentos arenosos. Los sedimentos argiláceos a veces tienen alto contenido de material orgánico, el cual los colorea de acentos negro-grisáceos.

La subregión de lagos temporales está relacionada con las depresiones sin afluentes en altitudes más elevadas, las cuales no están conectadas con el sistema fluvial del Río Piura y con el área de los limánes costeros. Algunas de estas depresiones (por ejemplo Salina Grande, Salina Cerro) están sin embargo por debajo del nivel del mar. Durante las precipitaciones más intensas estas depresiones se inundan. Durante el periodo de sequía el agua en estas depresiones se evapora, lo que está unido con la creación de costras de sal. Al mismo tiempo se pueden acumular por influencia de la actividad eólica sedimentos eólicos. En la subregión de los lagos temporales prevalecen también sedimentos finos-arenosos, los cuales a diferencia de la subregión de lagos permanentes contienen numerosas posiciones de evaporitas. Estos sedimentos están a menudo cubiertos por un estrato de sedimentos eólicos arenosos.



Fig. 6.12. Explotación de sal en la depresión Salina Grande – Subregión de lagos permanentes.

El suelo de cimentación de esta región es bastante heterogénea, generalmente poco resistente, muy compresible y bastante fracturables. Sin embargo, en caso de tener mayor espesor las evaporitas puede ser localmente más difíciles de romper. Los sedimentos son generalmente de consistencia blanda, en el caso de rocas de grano más fino cuando están húmedos se ponen plásticos. Los sedimentos arcillosos en presencia de agua se expanden, por el contrario en época de sequía se contraen. El nivel del agua subterránea fluctúa según las precipitaciones y la aportación del río. Generalmente se encuentra en los primeros metros de profundidad, durante las precipitaciones intensas y el aumento del nivel de los ríos puede llegar hasta el nivel superficial del terreno. En la zona Salina Grande se encuentran recursos aprovechables de sales (Fig. 6.12.), las cuales se explotan manualmente. El fenómeno de más alto riesgo en esta región son las inundaciones.

6.8. Región de sedimentos eólicos

Los sedimentos eólicos se encuentran en la parte baja de la cuenca del Río Piura y Chira y están relacionadas con algunos cinturones eólicos estrechos que van hasta la costa del Océano Pacífico en el rumbo norte y noreste. En el área de la costa, formada por playas arenosas se acumulan sedimentos eólicos costeros. De estas acumulaciones estables se transporta el material hacia el norte y noreste al continente. Un recurso importante del material eólico es el área de la desembocadura del Río Piura, en la zona de la Quebrada Ñamuc y la delta del Río Chira. En estas zonas de recursos van en algunos cinturones eólicos los sedimentos eólicos a través de la depresión Salina Grande hasta los lagos La Niña y San Ramón, los cuales están desde el lado meridional embalsados por un sistema de algunos barjanes. Otras áreas, con poca presencia están relacionadas con el delta del Río Chira. Desde el punto de vista de la dinámica de los procesos eólicos la región de arenas eólicas está dividida en la subregión de *arenas eólicas activas* y las *arenas eólicas estabilizadas*.

La subregión de *arenas eólicas activas* está formada por las acumulaciones en forma de barjanes, dunas y campos de nebkhas; por la influencia de la circulación del aire la actividad eólica está siempre presente al igual que la migración de acumulaciones eólicas. Las acumulaciones más grandes forman barjanes que tienen hasta unos cientos metros de ancho. En sus bordes se crean barjanes más

pequeños. En las partes con la presencia discontinua de vegetación de arbustos se forman campos de nebkhas. Los sedimentos eólicos se acumulan también durante el periodo de sequía en espesores más pequeños en los fondos de las quebradas y en las laderas resguardadas. Desde el punto de vista litológico las rocas de esta región están formadas exclusivamente por arenas de grano fino hasta intermedio, no consolidadas. Entre los procesos geodinámicos podemos mencionar como riesgo la actividad eólica relacionada con una migración activa de dunas de arena y barjanas. El movimiento de sedimentos eólicos depende del nivel de agua subterránea y de la cobertura por la vegetación. En las áreas, donde el nivel de agua subterránea llega hasta el nivel del terreno se satura la arena eólica por agua y su migración se detiene temporalmente (Fig. 6.13.). En la ladera por encima del borde meridional de la llanura fluvial, cerca de la carretera Sullana – Paita hay sedimentos eólicos conservados en forma de acumulaciones a sotavento que tienen espesor de hasta unos metros. Una presencia limitada de sedimentos eólicos en forma de campos de nebkhas fue encontrada también en la parte septentrional de la región en el área de la bajada del macizo Amotape.

Las rocas son de consistencia arenosa, fuertemente permeables, no consolidadas, muy bien explotables. El suelo de cimentación no es adecuado para la construcción ni para otro uso. Los sedimentos eólicos no consolidados sufren fácilmente la erosión. A base de las experiencias del 2008 este ambiente rocoso demostró como es absolutamente inadecuado para la cimentación de construcciones. Debido a las lluvias y al impacto de la erosión en el tramo de la carretera Paita – Sullana fueron transportadas las arenas eólicas en algunas partes, lo que tuvo como consecuencia el derrumbe, así como, erosión y el daño de la carretera en los lugares, donde la carretera estaba construida directamente en estos sedimentos (Fig. 6.14.). Las rocas no son adecuadas ni como materia prima.



Fig. 6.13. Barjan temporalmente estabilizado en consecuencia de la subida del nivel del lago.

La subregión de arenas eólicas estabilizadas está formada por arenas eólicas más antiguas y más compactas. La presencia más importante se encuentra en la línea S-N.

Una presencia importante de acumulaciones eólicas está relacionada también con la línea al este de la carretera Panamericana entre la desviación a Bayóvar y la ciudad Piura, donde están los sedimentos eólicos acumulados en forma de dunas, que tienen un espesor de hasta algunas decenas de metros. Estas dunas están parcialmente cubiertas por la vegetación de arbustos. Algunas acumulaciones eólicas estabilizadas más antiguas están formadas por elevaciones interfluviales en la llanura fluvial del Río Piura, en el área Vice y La Unión. También la cobertura de las acumulaciones eólicas por vegetación impide la migración del material eólico.

Las rocas son de consistencia arenosa, fuertemente permeables, no consolidadas, muy bien explotables. El suelo de fundamento no es adecuado para la construcción ni para otro uso. Las rocas no son adecuadas ni como materia prima.



Fig. 6.14. Problemas de erosión de la carretera construida sobre los sedimentos eólicos no consolidados.

6.9. Región de sedimentos playeros

La región de sedimentos playeros está relacionada con la zona costera, la cual está influida sobre todo por procesos marítimos (mareas, aguaje o rebalaje costero). El carácter de la playa depende también de la litología del subyacente y del ambiente cercano de la playa y de la morfología de la costa. En base a estos atributos fueron delimitadas dos subregiones:

Subregión de playas arenosas

Subregión de playas guijosas (de grava)

La subregión de playas arenosas está relacionada sobre todo con el área con morfología menos acentuada de la costa, el área de los deltas y de las desembocaduras de cursos intermitentes que traen al área costera el material arenoso. Se pueden crear también en partes con cuesta abrasiva acentuada, si esta cuesta está formada por sedimentos arenosos más antiguos.

La subregión de playas guijosas (de grava) se encuentra en la partes con cuevas abrasivas acentuadas, formadas por rocas resistentes (generalmente rocas cristalinas). Se trata sobre todo de las áreas cerca del macizo de Paita e Illescas.

Los procesos de riesgo de la región de sedimentos playeros están unidos con la actividad marítima. Debido a la marea puede vaciarse el agua y la playa puede inundarse. Por la influencia de la marea se erosiona en las áreas con cuesta abrasiva acentuada, lo que puede causar derrumbes rocosos. Debido a la posición geotectónica de toda la zona, con alta presencia de terremotos, estas áreas pueden estar afectadas por tsunamis.

Las rocas de la región de sedimentos playeros no son consolidadas, poco resistentes y muy bien explotables. El nivel del agua subterránea está muy cerca de la superficie. El suelo de fundamento no es adecuado para la cimentación de construcciones, el área puede utilizarse para actividades recreativas. Las rocas de esta área no son adecuadas ni como materia prima.

7. ESTUDIO DE MEDIDAS CONTRA INUNDACIONES

Las actividades de esta parte de proyecto fueron enfocadas a la investigación del terreno de las partes problemáticas amenazadas por las inundaciones en la cuenca baja del Río Piura y el coleccionamiento adicional de datos necesarios para el modelo de afluencia y su creación en el tramo entre la ciudad Piura y Laguna San Ramón.

La investigación del terreno se concentró en la catalogización del estado de los lugares de riesgo amenazados por las inundaciones en el tramo de los kilómetros fluviales kmts 35–60 entre la ciudad Piura y Laguna San Ramón representados sobre todo por los puentes situados entre los actuales terraplenes contra inundaciones (Fig. 7.1). En el lugar de los perfiles de los puentes está la anchura del río minimalizada de tal manera para que la carretera por encima del río fuera lo más corta y lo más barata. En el canal se crea, sin embargo, “una boca estrecha” innatural y hay riesgo que la aportación durante las inundaciones no podrá pasar y el agua subirá de tal manera que al final el agua derramará por encima de la carretera y podrá derramar también los terraplenes protectores. Además de esta problemática disminuye la capacidad de estos terraplenes protectores por la reducción del perfil de aportación gracias a la depositación de sedimentos entre los terraplenes protectores. Con ayuda del modelo hidráulico fue medido el tramo influido por el embalse del Puente de Independencia 3,5 kmts largo para evaluar los variantes de la reconstrucción para la capacidad del lecho.

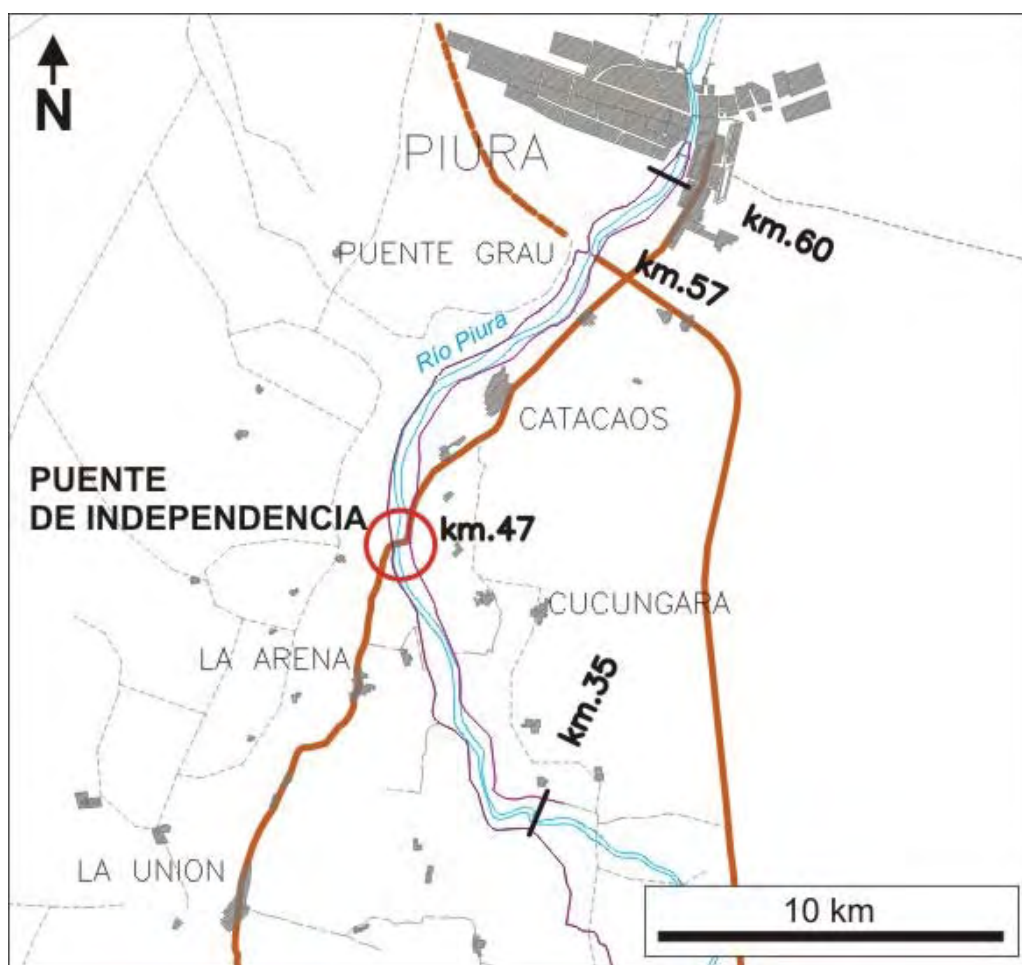


Fig. 7.1. Mapa de la situación del Río Piura entre los kilómetros fluviales kmts 35–60 bajo de la

ciudad Piura.

7.1. Estado actual del tramo kms 35–60

El mencionado tramo del Río Piura termina m/m en el km 60 donde abandona la ciudad Piura y sigue por un territorio intensivamente aprovechado en la agricultura. A lo largo del río hay un canal de irrigación, en el cual se transporta el agua de la presa Los Ejidos al sistema de los campos irrigados. Para proteger este sistema de irrigación había que construir en el pasado a lo largo del río terraplenes protectores de tierra. Estos terraplenes forman un ribero continual hasta el kilómetro 30, donde el río desagua en la Laguna San Ramón. Desde su construcción se realizaron en algunas partes sus reconstrucciones y adaptaciones.

En el estudio de la reconstrucción de los terraplenes protectores del año 2000 (Studio definitivo para la reconstrucción y rehabilitación del sistema de defensas contra inundaciones en el bajo Piura. Consorcio class - Salzgitter, Octubre 2000) se midió la capacidad del lecho del Río Piura sin el derrame por encima de estos terraplenes. La medición se hizo en el ambiente del modelo HEC-RAS. A base de dicho estudio consta que la capacidad de los terraplenes no es igual en todo el tramo. La capacidad hacia Laguna Ramón disminuye. Se puede suponer que es por la reducción de la capacidad de aportación por los sedimentos depositados, los cuales no están transportados durante las inundaciones más adelante por el curso. De la investigación del terreno se puede constatar que el nivel actual de la alineación del fondo por el cauce entre los terraplenes es en promedio en régimen de unos metros más alto que los campos irrigados en los alrededores.

A la disminución de la capacidad de aportación contribuyen a continuación los puentes. Se trata del Puente Grau en el km 57 y Puente de Independencia en el km 47. Puente Grau es un puente arqueado de pilares por encima de toda la inundación entre los terraplene protectores. El Puente de Independencia es también un puente de pilares, sin embargo, directo y más o menos solamente por encima de la mitad de la inundación, la segunda mitad del lecho está embalsada por un terraplén de la carretera. Como se pudo observar en las fotografías (Fig. 7.2), el cuerpo del terraplén forma una barrera para el flujo de agua y para su protección y para la regulación de agua fluyente se constuyó más tarde un dique de gaviones protector. El espacio detrás del dique forma un espacio de sedimentación, con el cual se fortifica la función protectora del terraplén de la carretera y se liga la construcción del puente. El dique de gaviones junto con el terraplén de carretera forman barrera para el flujo de agua. Por esta razón fue elegido este tramo para poder evaluar los variantes de solución del aumento de su capacidad.

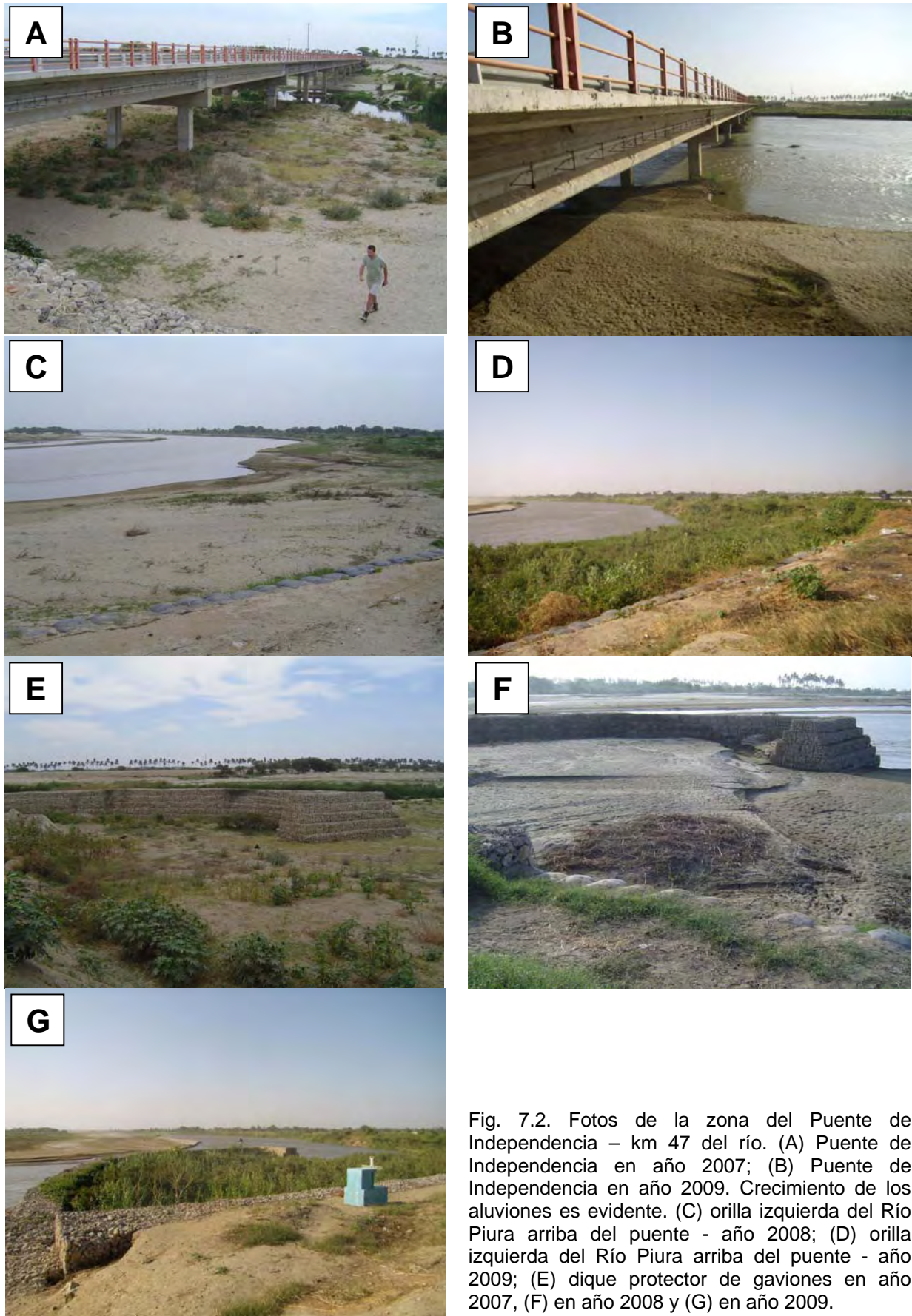


Fig. 7.2. Fotos de la zona del Puente de Independencia – km 47 del río. (A) Puente de Independencia en año 2007; (B) Puente de Independencia en año 2009. Crecimiento de los aluviones es evidente. (C) orilla izquierda del Río Piura arriba del puente - año 2008; (D) orilla izquierda del Río Piura arriba del puente - año 2009; (E) dique protector de gaviones en año 2007, (F) en año 2008 y (G) en año 2009.

7.2. Métodos de elaboración de evaluación en el modelo HEC-RAS

Los métodos de elaboración del modelo de afluencia se derivan de la database accesible (Studio definitivo para la reconstrucción y rehabilitación del sistema de defensas contra inundaciones en el bajo Piura. Consorcio class - Salzitter, Octubre 2000). De esta database se extraían informaciones sobre la geometría y las características del lecho en dado tramo. A base de esta database e investigación de terreno fue elegido el tramo crítico del Río Piura desde el punto de vista de la capacidad del lecho. Este tramo crítico representa una parte del curso en total más o menos 3,5 kms larga. En la mitad del tramo se encuentra el Puente de Independencia, en el kilómetro fluvial 47.

A base de un modelo establecido de esta manrea se podía evaluar el estado actual y los variantes de solución para adaptar la construcción del puente y el lecho. La capacidad del lecho en caso de una de las variantes de solución se evaluó a base de la búsqueda del caudal sin el derrame de los terraplenes.

El modelo se elaboró en el ambiente del modelo HEC-RAS 3.1.3 (River Analysis system, <http://www.hec.usace.army.mil>). El esquema básico de calculación se basa en la solución de un método conocido „de tramos“ para calcular la afluencia desproporcionada de agua en los lechos no prismáticos.

Además de la creación de un modelo geométrico de la red fluvial, incluso los objetos para la simulación del flujo constante, había de imponer las condiciones limítrofes. La condición limítrofe se impuso de la inclinación conocida del fondo del lecho estimada del perfil latitudinal del curso. El valor de inclinación como la condición limítrofe inferior es 0,02 %.

Para calcular el objeto del puente se utilizó la ecuación de movilidad (ecuación del momentum), la cual permite incluir a la solución la influencia de los pilares para el perfil de aporatación. La ecuación del momentum permite la modelación de la influencia mútua entre la tendencia de la línea de flujo y el perfil del puente (User's Manual HEC-RAS, 2000).

Tab. 7.1. Las aportaciones de N-años para el dado tramo del Río Piura (Studio definitivo para la reconstrucción y rehabilitación del sistema de defensas contra inundaciones en el bajo Piura. Consorcio class - Salzitter, Octubre 2000)

aportación de N-años	m ³ /s
Q ₅	1100
Q ₁₀	1700
Q ₂₅	2500
Q ₅₀	3100
Q ₁₀₀	3750
Q _{max1998}	4428

Las resistencias del canal y las llanuras fluviales están incluidas a la solución por el constante de Manning. Los valores del constante son iguales como el fundamento.

Tab. 7.2. Característica del lecho y de la llanura fluvial- constante de Manning n

Perfil de aportación	Valor del constante n
Lecho y llanura fluvial (bermas)	0,03
Resto de la inundación y los terraplenes protectores	0,067

7.3. Especificación técnica de las soluciones propuestas para aumentar la capacidad del tramo

Para evaluar las posibilidades para el aumento de capacidad de dado tramo del Río Piura se tomaron en consideración dos variante limítrofes de propuesta – evaluación del estado actual y del estado sin la construcción del puente. A continuación se tomaron en consideración cuatro variantes de solución técnica para aumentar la capacidad. Los variantes se propusieron con miras a impacto mínimo para la construcción, exigencia financiera esperada y costes mínimos para el funcionamiento en el futuro (Fig. 7.3).

Variantes de solución

1) 0 – estado actual

La evaluación del estado actual se hizo a base de la database accesible sobre la geometría del lecho y la construcción del Puente de Independencia.

2) A – alcantarillas

La propuesta de construir cinco alcantarillas en el terraplén de la carretera en la inundación izquierda. La desventaja de este variante es una alta exigencia de la construcción, aseguración contra el atarquinamiento y el mantenimiento

3) B – puente de pilares

Construcción de otro puente de pilares en vez del terraplén actual en la inundación izquierda entre los terraplenes protectores. Este variante estándar de la solución del cruzamiento de una comunicacón con un curso es la más efectiva, sin embargo, la construcción de un nuevo puente exige una alta inversión financiera.

4) C – puente del desbordamiento

Por la baja de la alineación vertical de la carretera en el terraplén en la inundación izquierda se permitirá aprovechar parcialmente este badén para movilizar una parte del agua de las inundaciones por encima del cuerpo de la carretera. Este variante es el menos costoso, sin embargo, supone la afirmación y fortificación de la construcción de la carretera y de las orillas de tal manera, para resistir la velocidad de corrosión de la aportación. El requisito previo es la fortificación del paramento de aguas arriba y abajo por gaviones colchones. La desventaja de este variante son las complicaciones para el tráfico porque en la comunicacón habría que limitar la velocidad en el tramo de badén.

5) D – removimiento de sedimentos

Otro variante representa dejar el estado actual y remover todos los sedimentos en el espacio delante y detrás del puente y fortificar los bancos de erosión con piedras, lo mejor con gavión colchón de piedras y alambres. Los bancos de erosión tuvieran a continuación espigones, los cuales regularían el curso (el flujo principal) debajo de la construcción del puente. Después del removimiento de los sedimentos y la localización de una fortificación hidráulicamente más adecuada aumentaría la capacidad gracias a la ampliación del perfil de aportación y al aumento de la velocidad del flujo. Este variante es más bien provisional, si no se solucionaría de forma compleja el problema del régimen de aluviones del Río Piura.

6) E – sin puente

Para poder hacer una evaluación compleja de la influencia de las adaptaciones del puente a la capacidad del lecho supusimos el variante sin el puente actual y sin el terraplén de la carretera por encima de la inundación. Este variante hipotético podría representar el desmonte del puente y del terraplén y la construcción de un vado o de un puente proyectado para aportaciones menores.

7.4. Evaluación de la medidas propuestas

A base de la evaluación hidráulica de los variantes de solución en el ambiente del modelo HEC-RAS se hizo la siguiente tabla 7.3. En esta tabla están los variantes según los caudales en dado tramo sin el derrame de los terraplenes protectores actuales.

Tab. 7.3. Evaluación de los variantes de solución de la adaptación del puente y del lecho

Variante	Caudal Qm^3/s sin el derrame de los terraplenes	El aumento de capacidad en comparación con el estado actual en %
0 – estado actual	2050	0
C – puente del desbordamiento	2100	2,5
A – alcantarillas	2150	5
B – puente de pilares	2240	9
E – sin puente	2400	17
D – removimiento de sedimentos	2550	25

Los datos mencionados insinúan que la influencia del Puente de Independencia a la capacidad del lecho entre los terraplenes protectores no es tan importante como se suponía durante la investigación del terreno. La variante E sin la construcción del puente actual y del terraplén de la carretera aumenta la capacidad solamente por 17 %. Todos los variantes propuestos aumentan la capacidad de la capacidad actual al máximo por un 10 %. El aumento más grande de la capacidad de un 25 % es en caso del removimiento de los sedimentos en este tramo de la inundación entre los terraplenes protectores y de tal manera se llegaría a la capacidad más o menos Q_{25} .

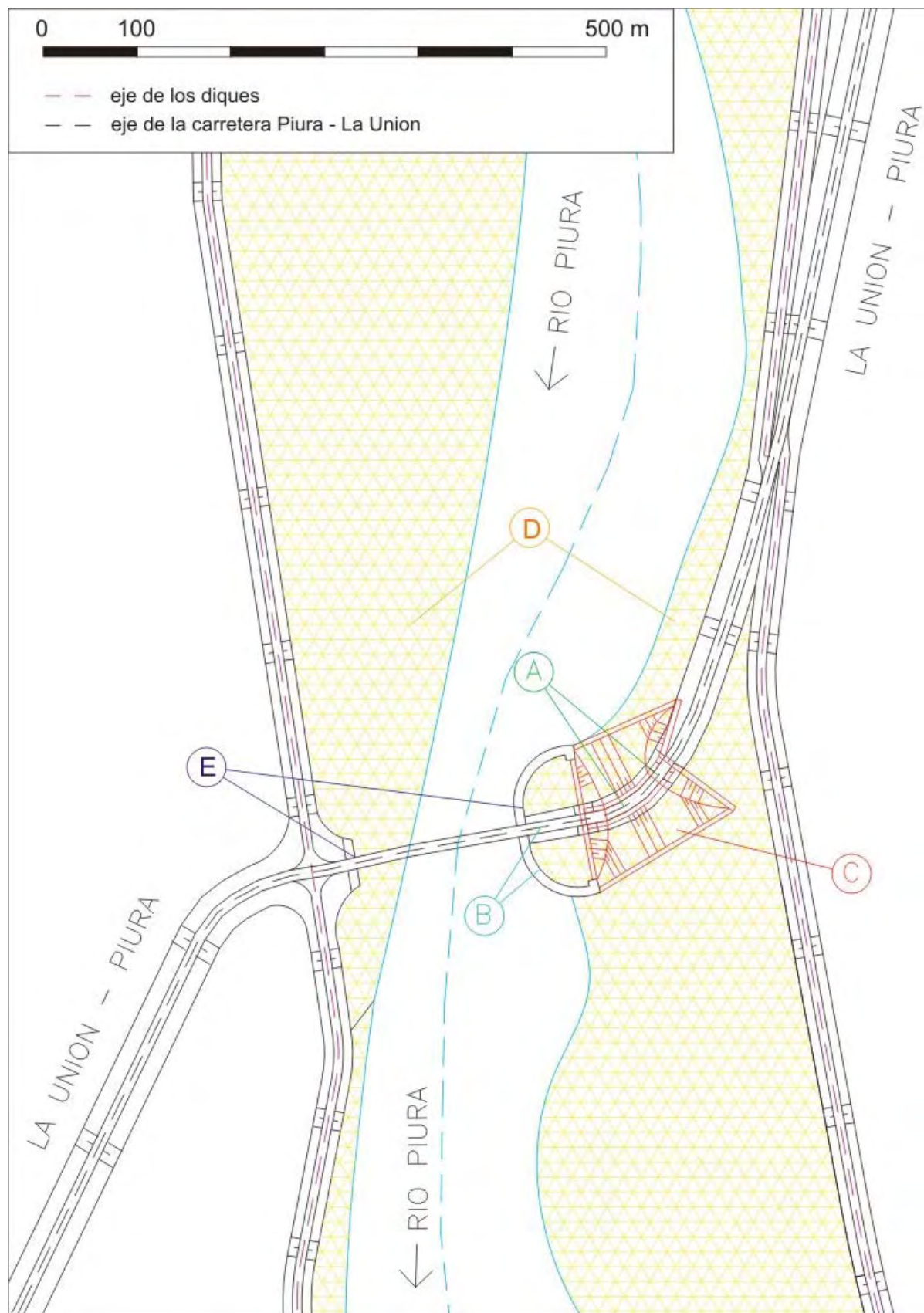
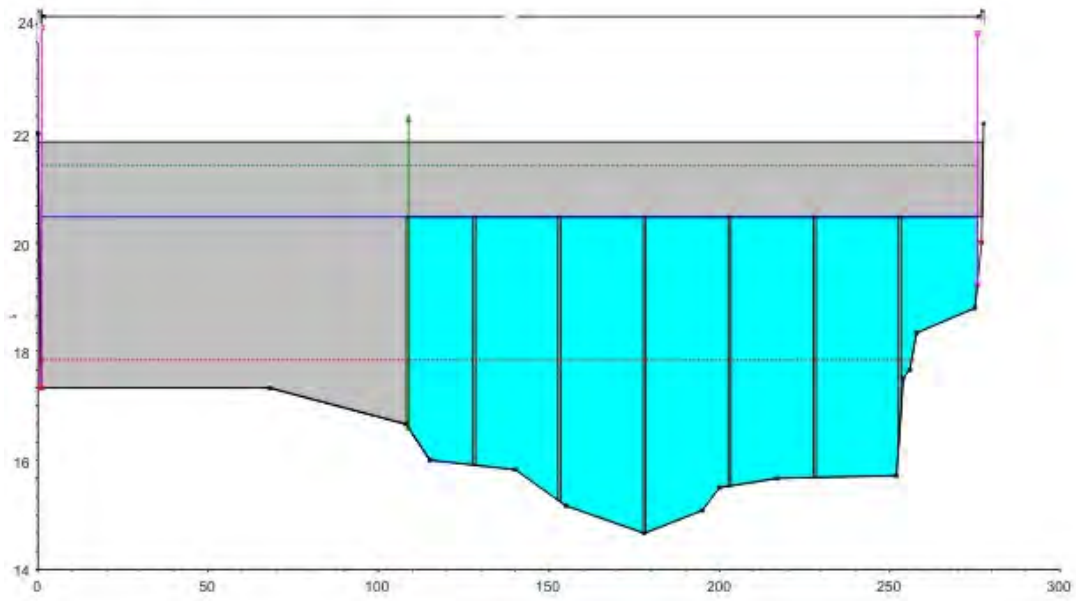
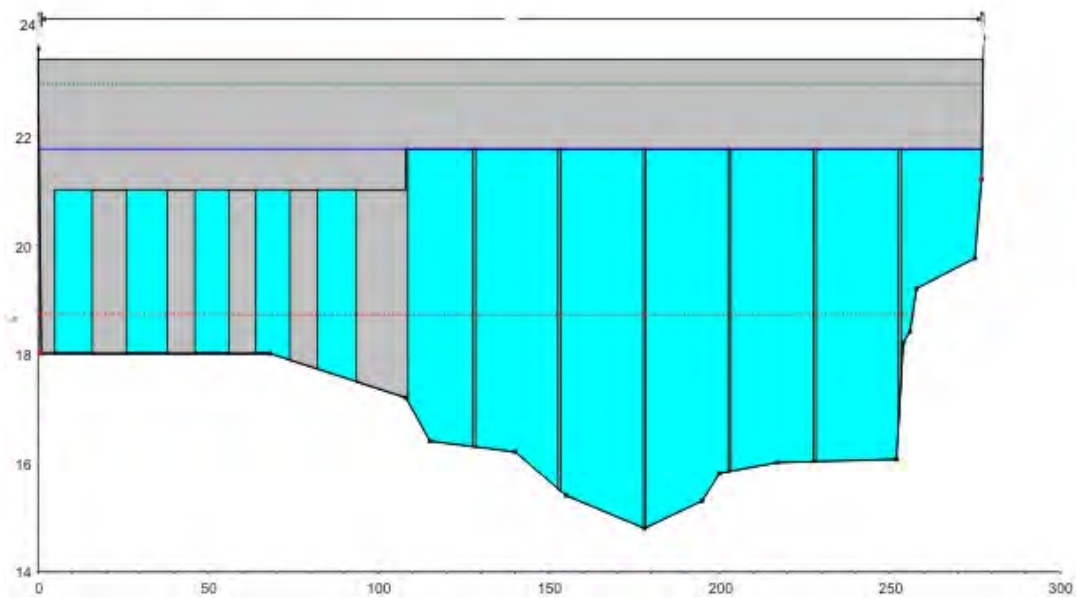


Fig. 7.3. La situación de las propuestas técnicas para aumentar la capacidad del tramo del Río Piura en la zona del Puente de Independencia. A - construcción de cinco alcantarillas, B - construcción de otro puente de pilares, C - construcción del desbordamiento, D - removimiento de los sedimentos, E - removimiento del puente (para las propuestas véase los dibujos abajo).

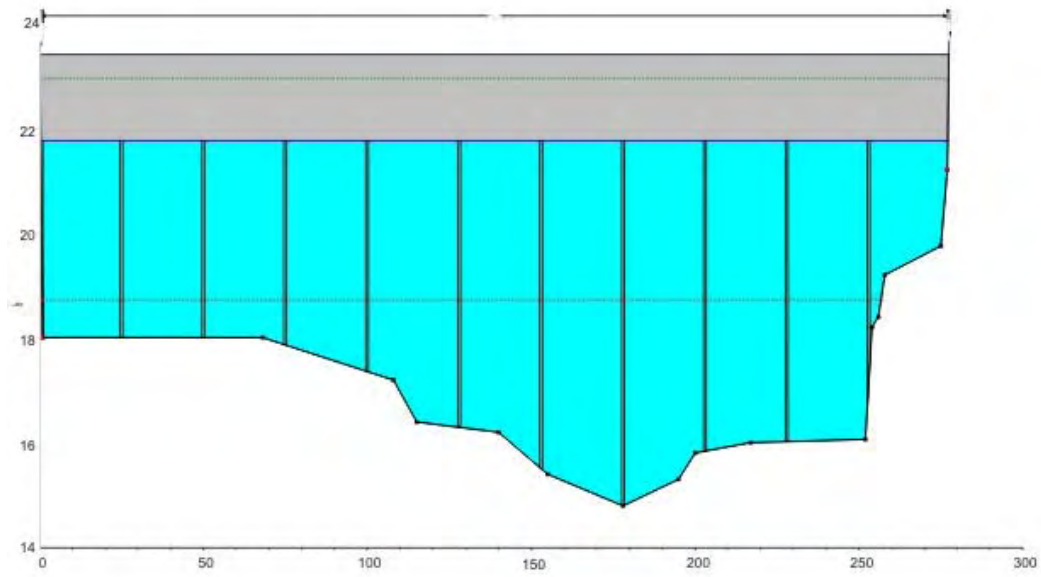
Variante 0 - estado actual



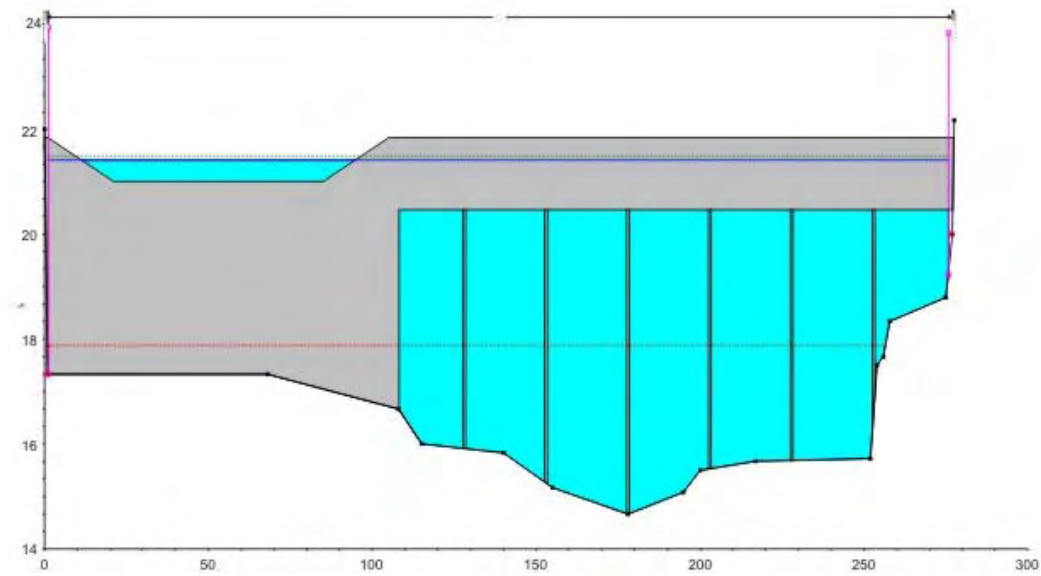
Variante A - alcantarillas



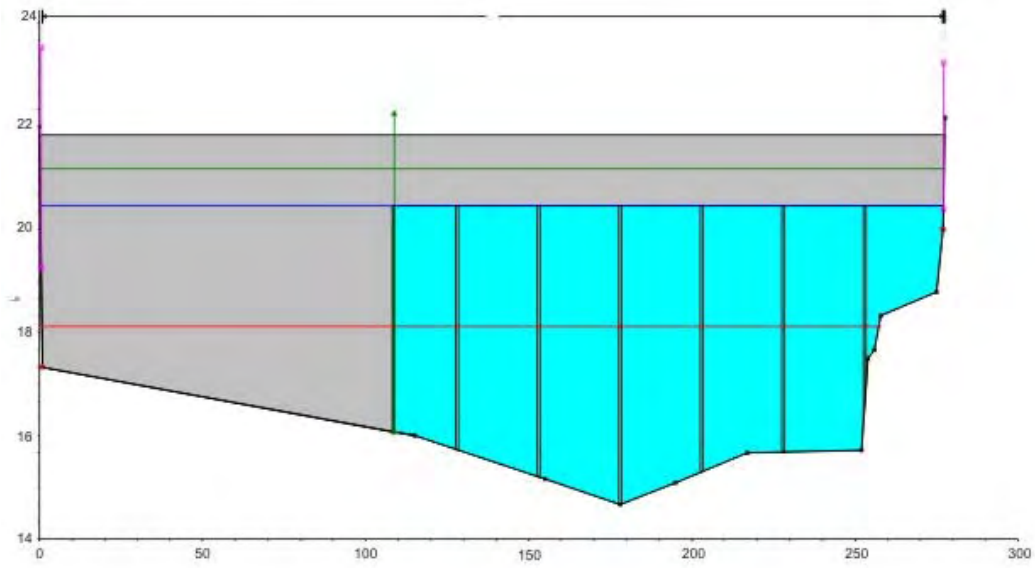
Variante B - puente de pilares



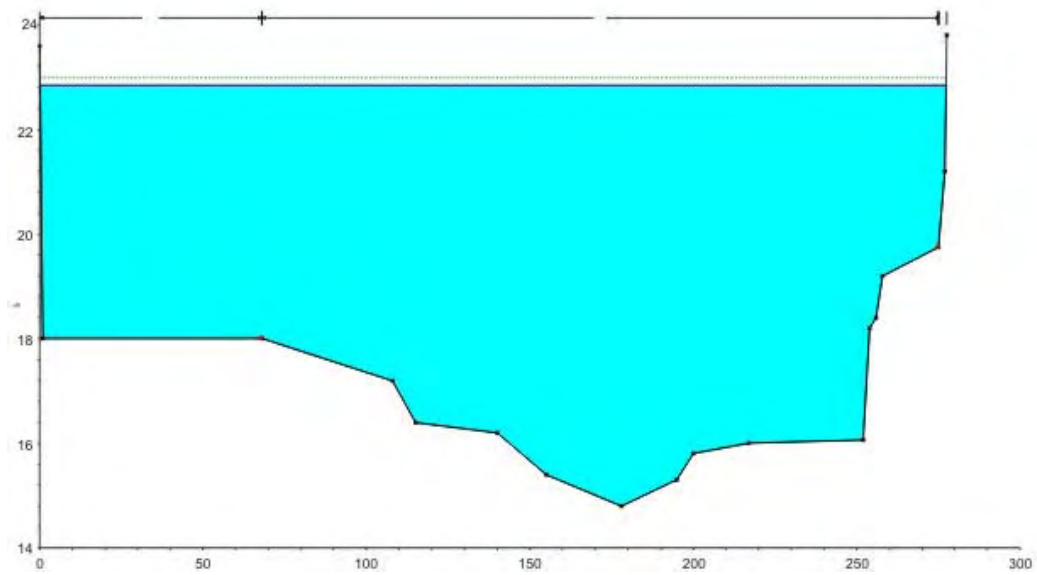
Variante C - puente del desbordamiento



Variante D - removimiento de sedimentos



Variante E - sin puente



8. ESTRUCTURA HIDROGEOLÓGICA

La característica de la estructura hidrogeológica tiene como objetivo la evaluación e interpretación de todas las bases geológicas, hidrogeológicas, hidrológicas e hidroquímicas accesibles que fueron utilizadas para la construcción del modelo hidráulico. Usando las simulaciones numéricas fueron testados los escenarios de la formación o del origen de agua subterránea, porque sin conocer su origen y tamaño no es posible realizar la predicción del desarrollo del aprovechado de agua subterránea en el área de Piura Media y Baja.

8.1. Definición del área y resumen de las databases de entrada

El área de interés se encuentra más o menos en la extensión de la cuenca de Piura Media y Baja y Chira Baja. El área de modelo incluye las zonas de cuenca de Sechura y de Talar y está delimitada en el este por el océano Pacífico, en el sur por la zona Pampas las Salinas y en el norte por el piedemonte de los Andes (Fig. 8.1.). El área escogida está caracterizada por:

- i. La presencia de sedimentos terciarios con los cuales están relacionados los depósitos de agua subterránea más importantes;
- ii. Una adecuada definición de las condiciones de borde para la construcción del modelo hidráulico del flujo de las aguas subterráneas, las cuales reflejaran verídicamente las relaciones piezométricas e hidrogeológicas y permitieran la estimación del origen (la ubicación) y del volumen de los recursos naturales de agua subterránea.

Resumen de las databases utilizadas:

Inventario y Evaluación de los recursos naturales del Complejo Bayovar – Piura, Oficina Nacional de Evaluación de Recursos Naturales (ONERN) y Organismo de Desarrollo del Complejo Bayovar (ODECOB), Piura, 1977;

El Estudio Definitivo para la Reconstrucción y Rehabilitación del Sistema de Defensas contra Inundaciones en el Bajo Piura, TOMO III: ESTUDIOS BASICOS, VOLUMEN III: HIDROLOGÍA, Consorcio CLASS – SALZGITTER;

CARACTERIZACIÓN HÍDRICA Y ADECUACIÓN ENTRE LA OFERTA Y LA DEMANDA EN EL ÁMBITO DE LA CUENCA BINACIONAL CATAMAYO-CHIRA en Plan de Ordenamiento, manejo y Desarrollo de la Cuenca Transfronteriza Catamayo – Chira,

Consorcio ASESORES TÉCNICOS ASOCIADOS S.A. - UNIVERSIDAD NACIONAL DE PIURA - UNIVERSIDAD NACIONAL DE LOJA. Loja – Piura 2003;

Inventario de Fuentes de Agua Subterránea en el valle Medio y Bajo Piura, Instituto Nacional de Recursos Naturales, La Unión, Vasquez L. A., Salazar E. S., Núñez M.A., Ubillus E. Q., INRENA, 2004.

PLAN MAESTRO DE GESTIÓN INTEGRADA DE LOS RECURSOS HÍDRICOS EN LAS CUENCAS HIDROGRÁFICAS DE LA REGIÓN PIURA, Alza L. C., Vera G. S., Samillán V. P., Lau C. P., Arca P. V. Autoridad Autónoma de Cuenca Hidrográfica Chira Piura (AACHCHP), 2007.

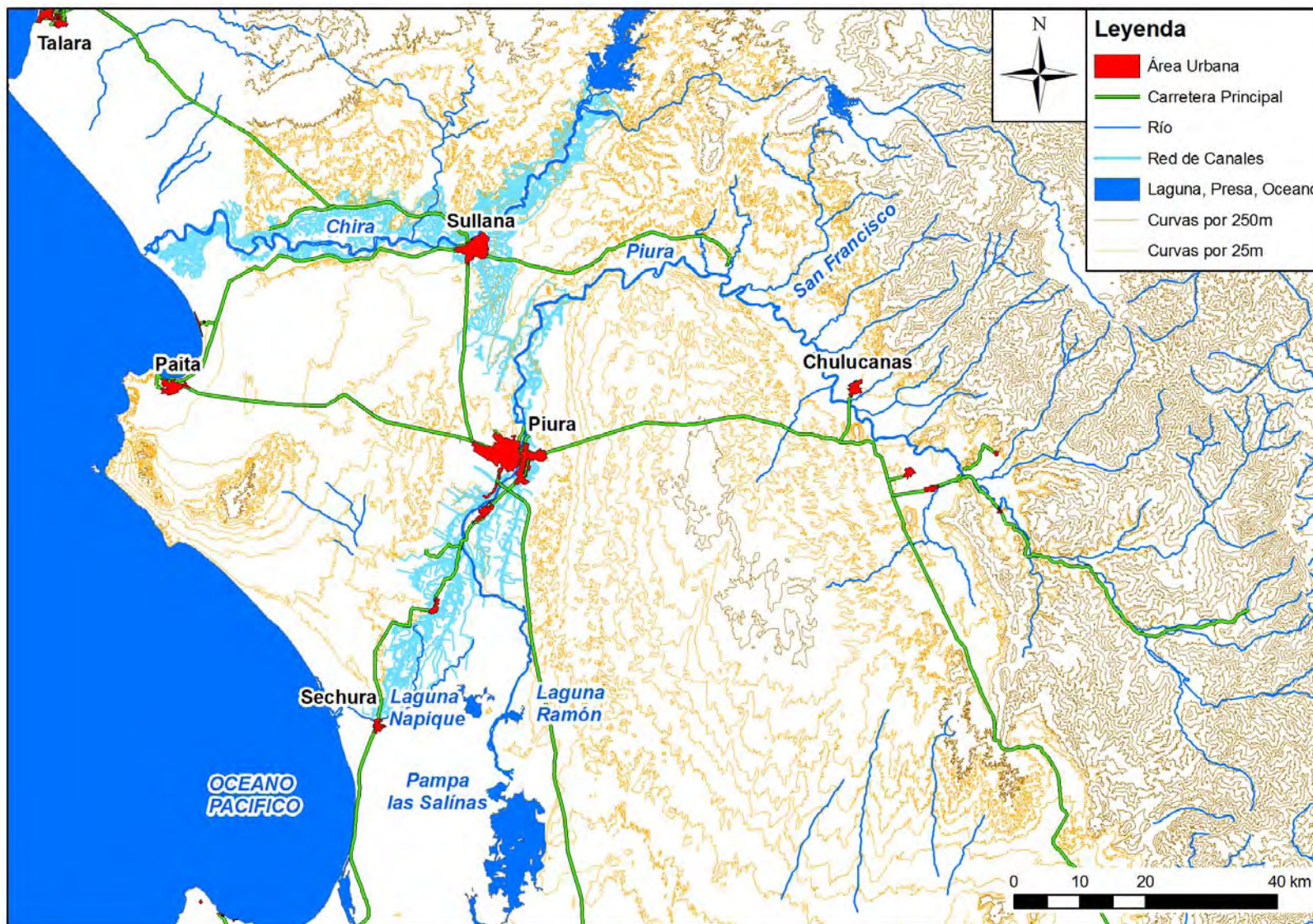


Fig. 8.1. Mapa situacional del área de estudio.

Datos de entrada:

Datos hidrogeológicos (la aportación diaria en los perfiles observados) - Autoridad Autónoma de Cuenca Hidrográfica Chira Piura (AACHCHP);

Datos meteorológicos (la suma de las precipitaciones diarias, evaporación y temperatura) - Autoridad Autónoma de Cuenca Hidrográfica Chira Piura (AACHCHP);

Database de bombeo, las pruebas de extracción, perfiles hidrogeológicos interpretados - Instituto Nacional de Recursos Naturales (INRENA);

Extracciones de aguas subterráneas - EPS Grau, Instituto Nacional de Recursos Naturales (INRENA);

Nivel y calidad de aguas subterráneas - Instituto Nacional de Recursos Naturales, Proyecto Binacional Catamayo – Chira, EPS Grau.

8.2. Litología y estratigrafía

La base de la cuenca está formada por rocas metamórficas (Paleozoico, Cretácico) – esquistos, cuarcitas, fylitas y en menor medida paragneis, ortogneis etc. Estas rocas afloran a la superficie en el macizo de Paita y Bayovar y en las laderas occidentales de los Andes. El relleno de la cuenca está formado por el manto Chira-Verden (Eoceno) que aflora a la superficie al norte de Chira; Montera (Mioceno), Zapallal (Mioceno) que incluye la cuenca de Piura Media y Baja, Miramar (Mioceno) en el valle de Chira y Piura y el manto más alto Tambogrande (Plioceno) en la cuenca San Francisco (Fig. 8.2., Anexo 8.1.).

Dado que en el área estudiada el más importante del punto del vista hidráulica es la formación Zapallal (Mioceno), consideramos necesario hacer entrar la división más detallada. Formación Zapallal se divide en tres estratos: el superior, el medio y el inferior. La circulación de las aguas subterráneas está relacionada sobre todo con el estrato superior, con tres zonas:

1. Zona Superior (I), relacionado por lo visto con las arenas con las intercalaciones de gravas areniscas. Su espesor fluctua entre 30 y 70 mts.
2. Zona Intermedia (II), está compuesta sobre todo por arcillas y posiciones arenosas con alto contenido de bentonita. Su espesor fluctua entre 30 y 70 mts.
3. Zona Interior (III), la cual corresponde al acuífero inferior. Esta zona está formada sobre todo por arenas de grano grueso, el espesor completo de cuáles no es conocido.

La presencia y el espesor del manto Zapallal están comprobados por las sondas solamente en el valle de Piura (Fig. 8.2.). Se puede suponer que hacia los borde de la cuenca termina.

En mayoría del área de Piura Media y Baja están los sedimentos terciarios cubiertos por sedimentos cuaternarios fluviales y eólicos.

8.3. Hidrogeología

Todo el área es hidrológicamente muy complicada estructura de cuenca. La circulación de agua subterránea está acentuadamente influida por un lado por el rebosamiento areal entre cada uno de los acuíferos y probablemente por la presencia de las estructura tectónicas, las cuales pueden comportarse no solamente

como un camino preferencial (o como drenaje), sino también como una barrera hidráulica.

En la cuenca de Piura Baja y Media hay dos acuíferos:

- Acuífero inferior, el cual corresponde a la zona Inferior del estrato superior del manto Zapallal (Zona Inferior). El techo del acuífero inferior se encuentra entre 80 hasta 100 mts debajo del terreno (es decir unos 50 mts. debajo del nivel del mar). El espesor averiguado del acuífero es como máximo 120 mts. El nivel de agua subterránea es confinada, solo en las partes a borde de la cuenca, donde sucede la dotación del acuífero inferior es la superficie de agua subterránea libre. El nivel de agua subterránea fluctua entre -30 hasta 45 mts. sobre el nivel de mar (80 hasta 1 m debajo del terreno) (Fig. 8.3.). La concentración más grande de pozos bombeados está en la ciudad Piura (Fig. 8.4.), porque aquí está desarrollado un acentuado cono de depresión. La conductividad hidráulica fluctua entre 1.10^{-5} hasta 9.10^{-5} m/s (Fig. 8.4.) con el promedio de 4.10^{-5} m/s. Desde el acuífero inferior se extrae en las áreas de Piura, Castilla, La Unión, La Arena, Catacaos, Tallan, Sechura, Vice y Bernal la cantidad de $1.6 \text{ m}^3/\text{s}$ (INRENA).
- El acuífero superior, relacionado probablemente con gravas de sedimentos cuaternarios y posiciones arenosas de la zona superior del estrato superior del manto Zapallal (Zona Superior). El nivel de agua subterránea es libre. Las propiedades hidráulicas del acuífero superior se desconocen. Se puede suponer, que la conductividad hidráulica fluctua entre 1.10^{-4} – 5.10^{-3} m/s. Aunque no se miden actualmente los niveles de agua subterránea, se puede esperar una difícil comunicación hidráulica entre el Río Piura y el acuífero superior. Según las investigaciones de finales de los años sesenta, en el lecho del río pueden variar tramos deficitarios y ganadores (Fig. 8.5.). El agua subterránea del acuífero superior no se utiliza por el alto contenido de minerales.

Los dos acuíferos están separados por un semiaquitardo de la zona intermedia del estrato superior del manto Zapallal (Zona Intermedia). En estado sin influencia (sin extracción de agua subterránea) el nivel de agua subterránea probablemente fluía del acuífero inferior al acuífero superior. Por la influencia de la extracción de agua del acuífero inferior el sentido de rebosamiento en los conos de depresión de los pozos bombeados había cambiado y el agua puede fluir del acuífero superior al acuífero inferior (Véase la comparación de los niveles del agua subterránea del acuífero superior y acuífero inferior en los alrededores de la ciudad de Piura – Figs. 8.3. y 8.5.).

Los sedimentos cuaternarios y eólicos no son importantes para la industria acuícola, solamente en los sedimentos fluviales a lo largo de Chira y Piura Alta los estudios demuestran las extracciones locales con eficiencia máxima alrededor de 1 l/s. El estudio industrial en la cuenca Catamayo-Chira indica 371 pozos con eficiencia total 439 l/s, los cuales se utilizan para el suministro de agua potable y para objetivos agrarios e industriales.

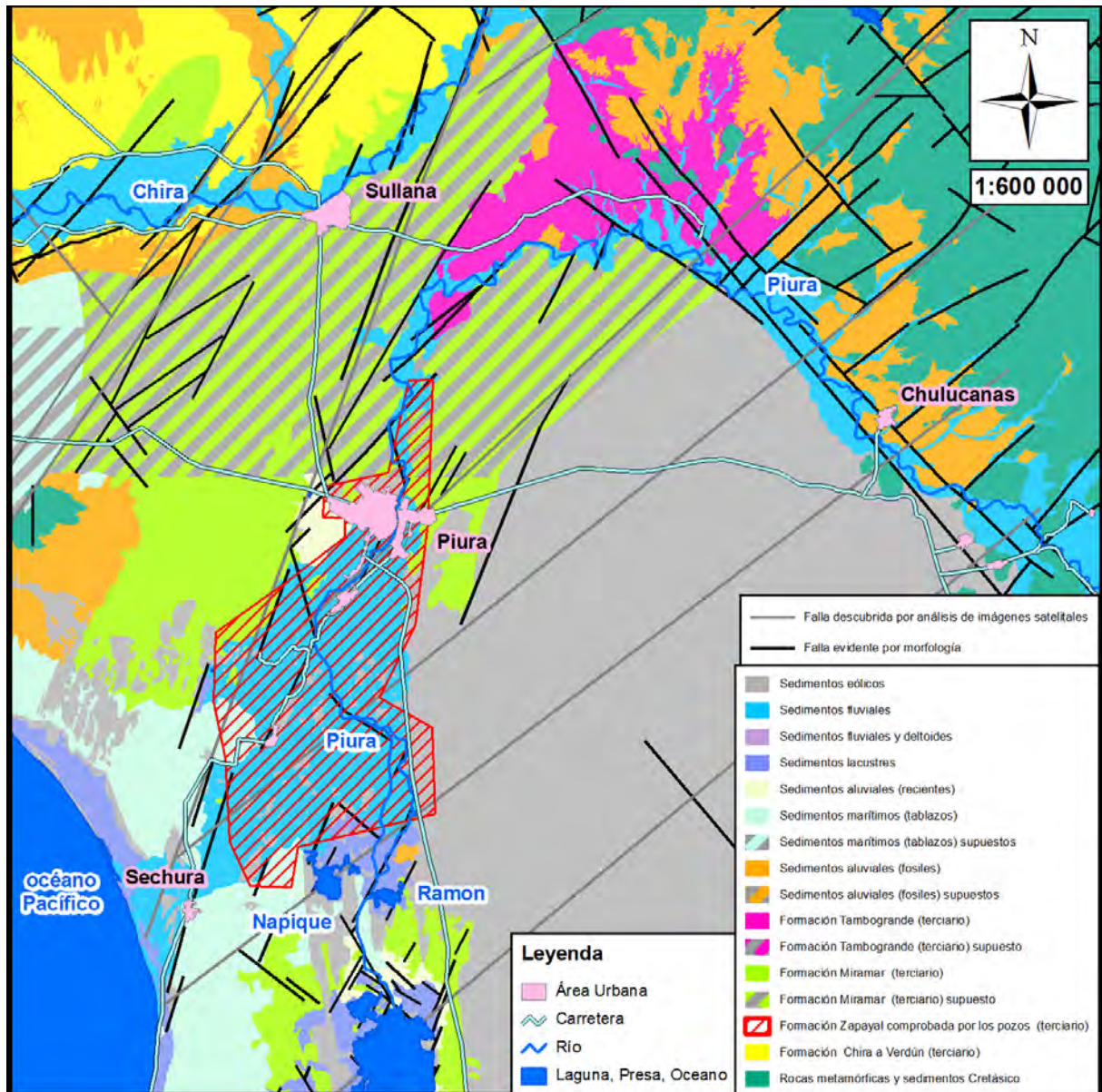


Fig. 8.2. Mapa geológico simplificado (creado con el uso de los datos Cartas geológicas de INGEMMET 1:100,000)

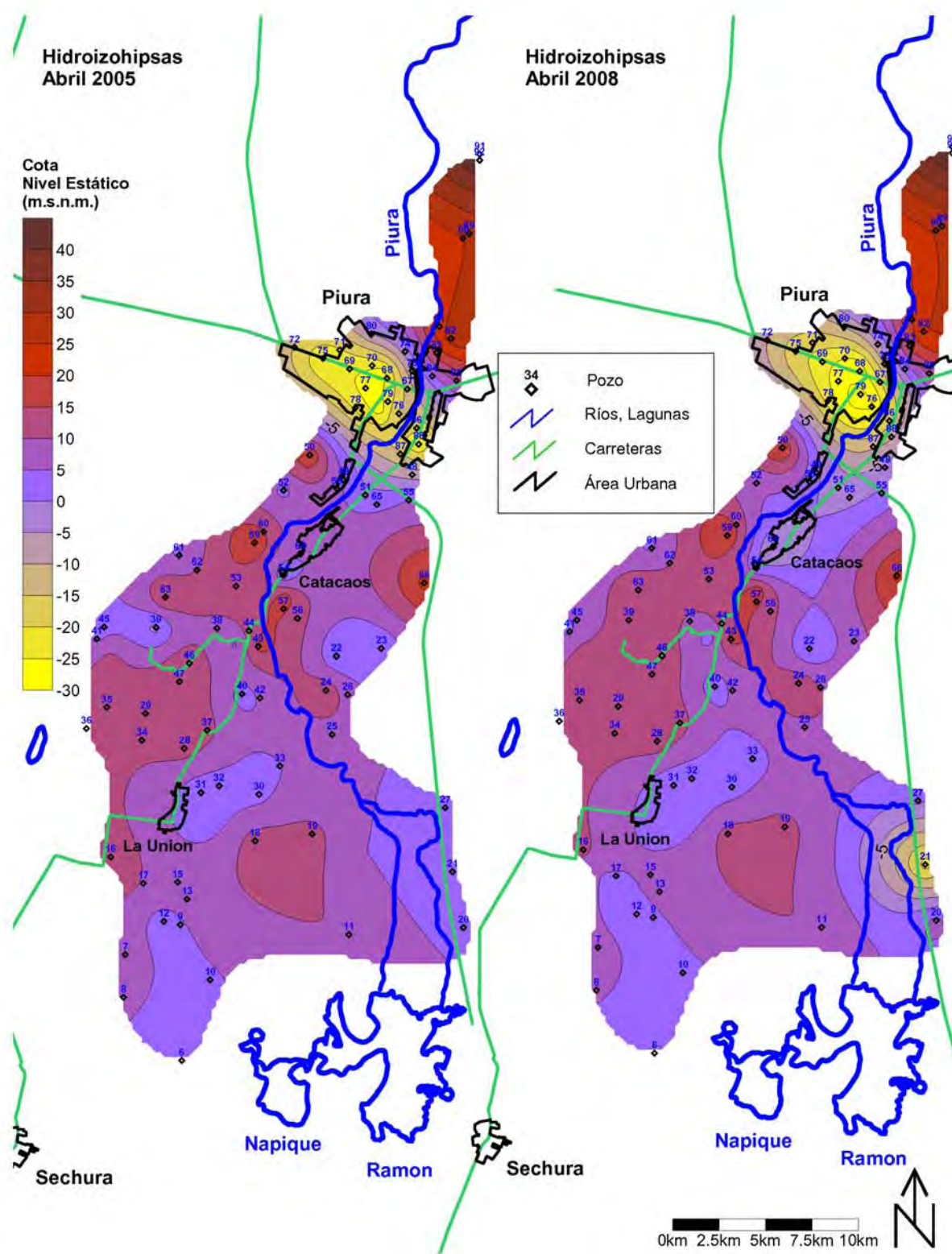


Fig. 8.3. Mapa de hidroizohipsas en el acuífero inferior (database – INRENA).

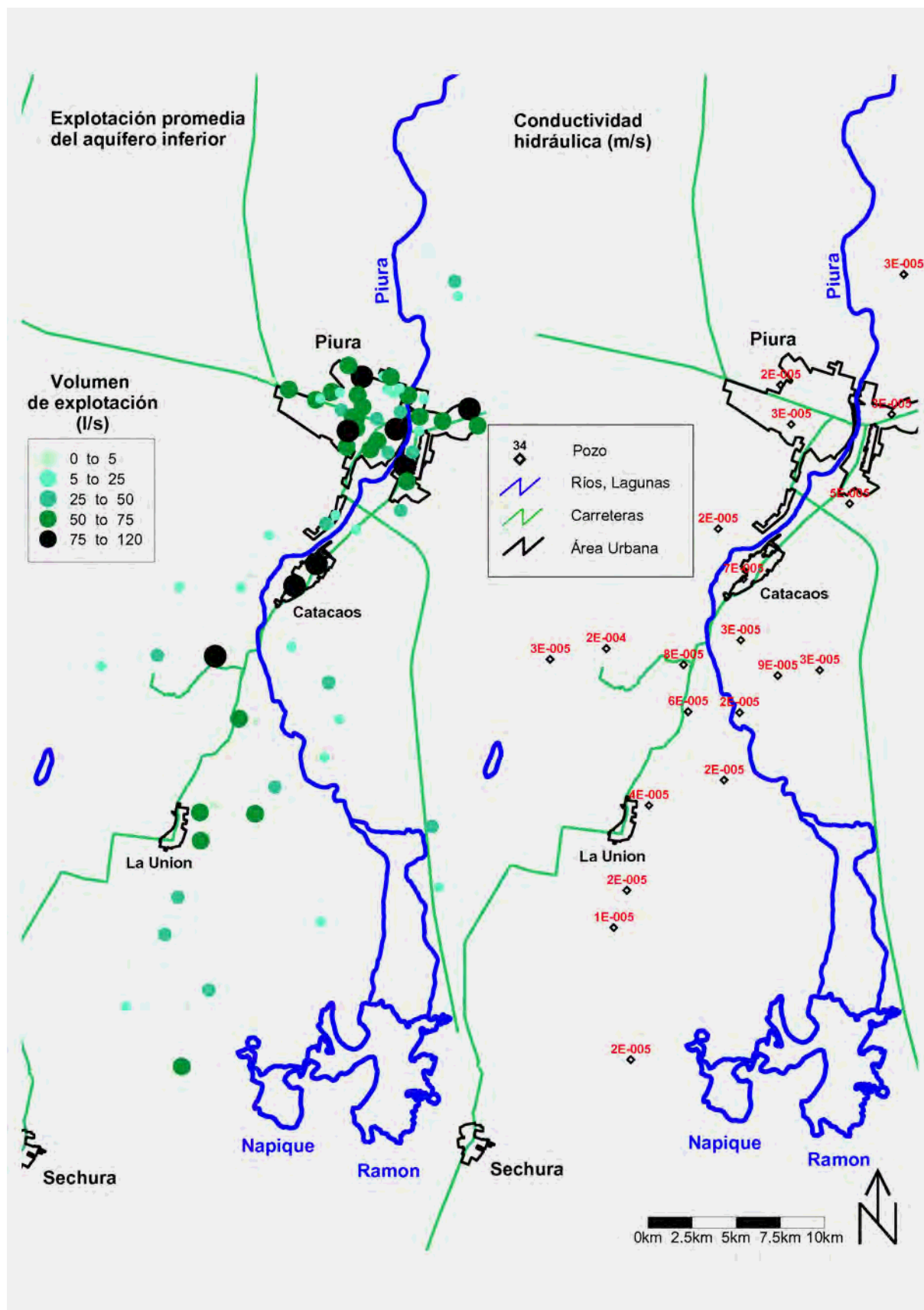


Fig. 8.4. Extracciones de agua subterránea en el acuífero inferior y la distribución lineal de la conductividad hidráulica (database – INRENA).

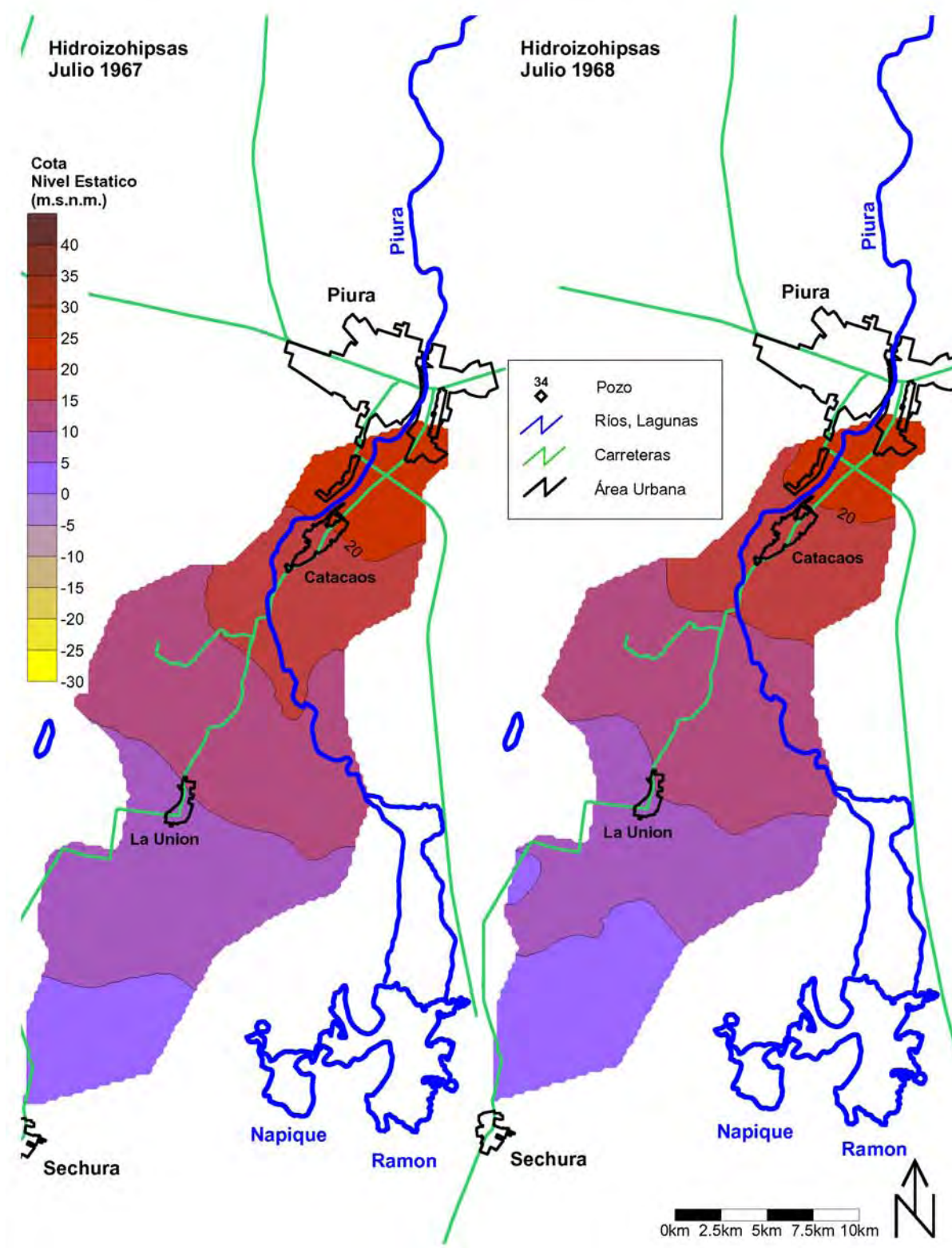


Fig. 8.5. Mapa de hidroizohipsas en el acuífero superior (database – Inventario y Evaluación de los recursos naturales del Complejo Bayovar 1977)

8.4. Circulación de aguas subterráneas

Aquífero inferior

El sentido general de la circulación de agua subterránea en el aquífero inferior es desde los bordes hacia el centro de la estructura de la cuenca, donde hay captaciones del agua subterránea, especialmente en los alrededores de la ciudad de Piura. Al norte de las lagunas Ñapique y San Ramón, el agua subterránea del aquífero inferior puede fluir a lo largo de las líneas tectónicas al aquífero superior y consecuentemente al Río Piura (Figs. 8.1. y 8.3.). El estudio industrial „PLAN MAESTRO DE GESTIÓN INTEGRADA DE LOS RECURSOS HÍDRICOS EN LAS CUENCAS HIDROGRÁFICAS DE LA REGIÓN PIURA (2007)“, el cual elabora el uso potencial de las aguas subterráneas y superficiales en la región de Piura, hace constar que los recursos y el origen de aguas subterráneas, aunque se extrae anualmente $1.6 \text{ m}^3/\text{s}$, son desconocidos. Por esta razón fueron elaborados 6 escenarios de la manera de dotación de agua subterránea del aquífero inferior (Fig. 8.6.), los cuales fueron a continuación testados como modelo y confrontados con los datos obtenidos.

La base de cada escenario forma la posible fuente de agua subterránea. Sólo el **Escenario I – „Vaciamiento de reservas estáticas “** representa desde el punto de vista del uso de agua subterránea la variante más desfavorable, porque no sucede la creación o la renovación de las reservas de agua subterránea del aquífero inferior. Esta variante es probablemente hidráulicamente irreal, sin embargo ofrece una idea como se comporta la estructura hidrogeológica durante el vaciamiento de las reservas del aquífero inferior, si es posible teóricamente el aprovechamiento de reservas solamente estáticas de agua subterránea y cual es la influencia del coeficiente de almacenamiento a la superficie de agua subterránea flotante y tensa. El semiaquitardo entre el aquífero superior e inferior se consideraba en toda su superficie como 100 % impermeable.

Escenario II – Recarga del aquífero inferior en forma de infiltración en la cuenca San Francisco

Aproximadamente entre la ciudad Piura y la cuenca San Francisco fue a base del análisis de las tomas aéreas delimitada una línea tectónica, la cual puede comportarse como un camino preferencial o a lo largo de la cual podría haberse creado un lecho que actualmente permite el aflujo de una cantidad suficiente de agua subterránea de la cuenca San Francisco. La segunda posibilidad es que el agua subterránea afluye del manto Tambogrande a lo largo de fallas NO-SE a los estratos subyacentes del manto Zapallal y luego fluye al centro de la cuenca.

Como insinúa indicativamente (Fig. 8.7.), en la cuenca San Francisco puede originarse una pérdida en la balanza de la cuenca, lo que puede tener un significado fundamental para la creación de los recursos naturales del aquífero inferior en la cuenca de Piura Media y Baja. Durante „El Niño“ que se repite en ciclos de 10–15 años, las precipitaciones aumentan en las zonas de infiltración de 100–300 mm/año hasta 4000 mm/año (en 1998). Según los especialistas del lugar dentro de 4–7 años después de „El Niño“ empezará a disminuir la superficie de agua subterránea y la eficiencia de los recursos de agua subterránea en la zona Chulucanas.

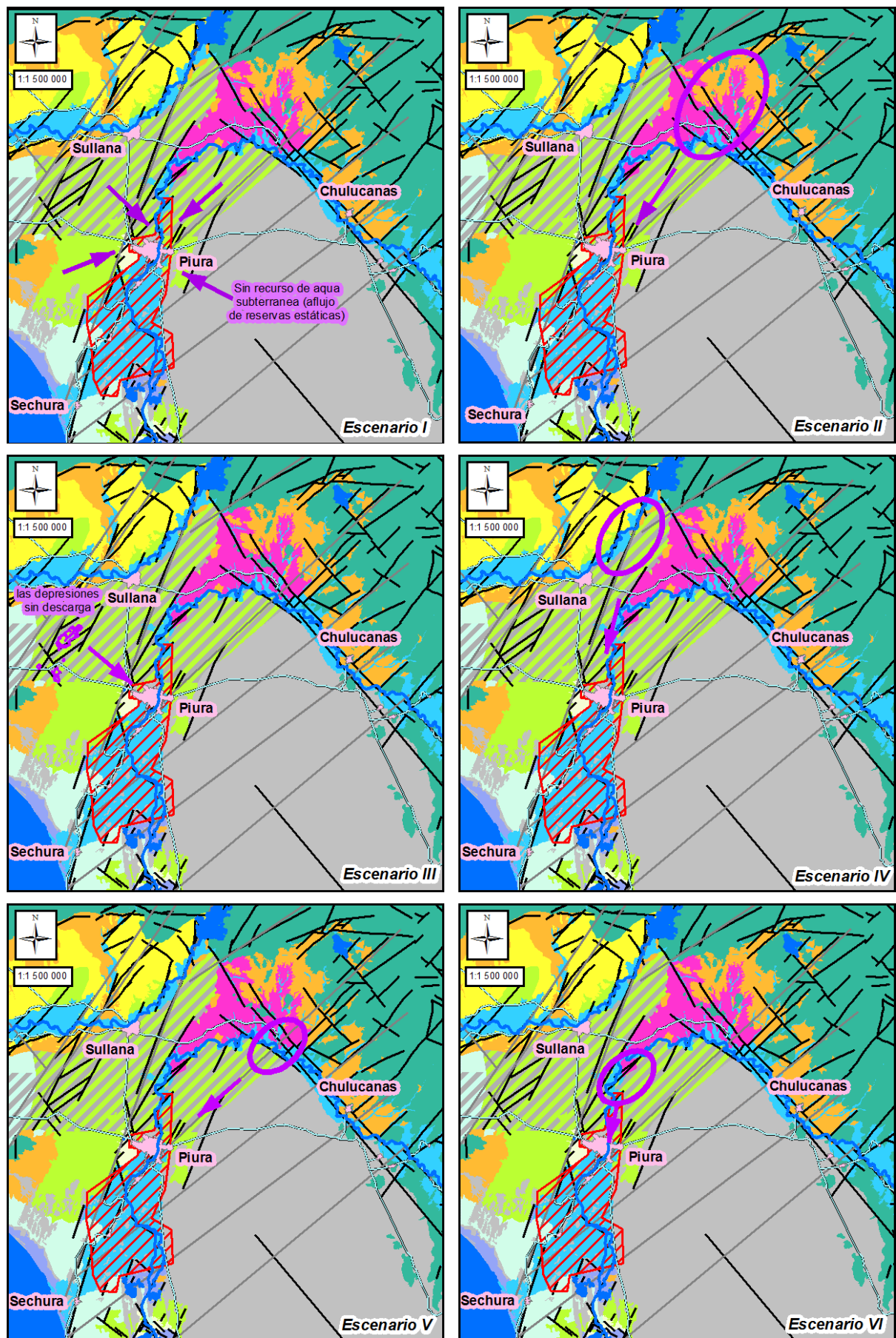


Fig. 8.6. Escenarios de los recursos de agua subterránea (señalados con color violeta), explicación en Fig. 8.2.

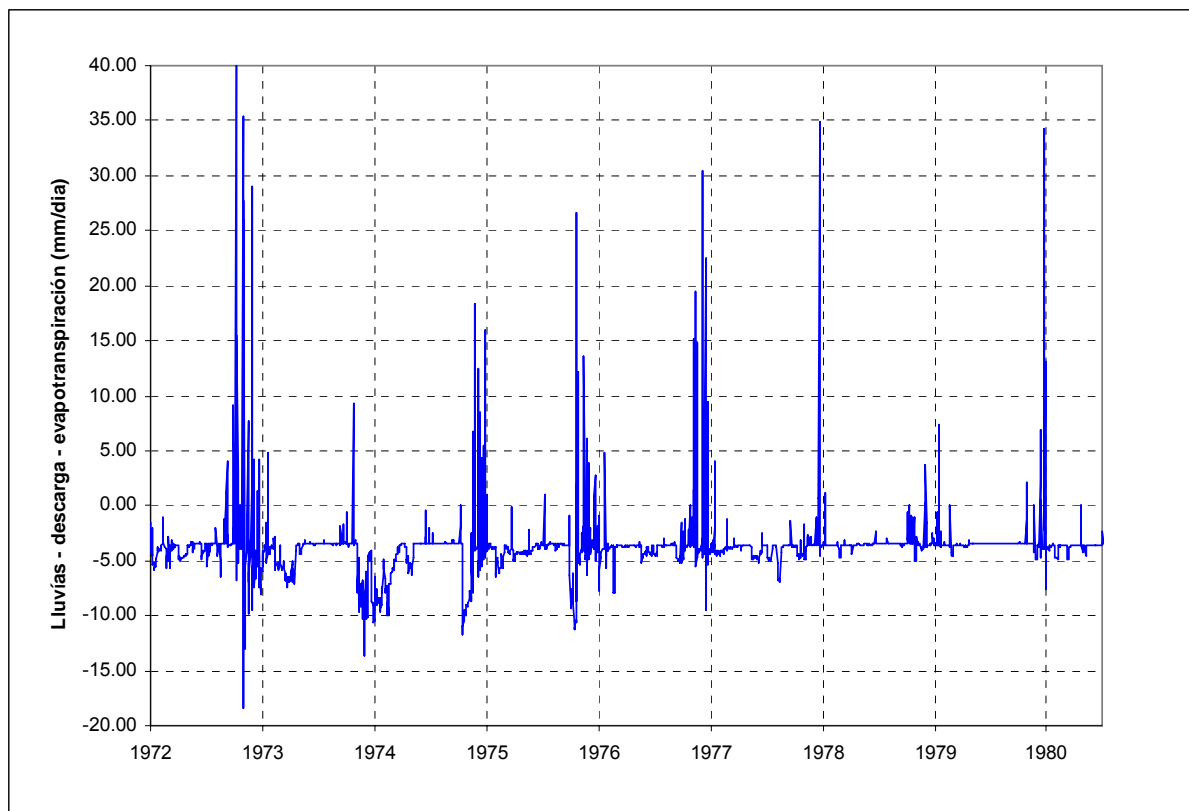


Fig. 8.7. Estimación orientativa de la balanza de agua (de la cantidad de precipitaciones fue descontado el aflujo directo, la evaporación y la transpiración). Database - Autoridad Autónoma.

De los datos accesible no se puede deducir inequívocamente de los pozos de bombeo en Piura por las líneas cronológicas cortas, si el fenómeno „El Niño“ tiene influencia al régimen de las aguas subterráneas en esta zona (Fig. 8.8.).

Escenario III – Recarga de las depresiones sin descarga

Escenario III supone que el agua infiltrada llega al acuífero inferior en el espacio de las depresiones sin descarga a lo largo de las líneas tectónicas (Fig. 8.6.). Esta consideración está basada en el hecho de que durante El Niño 1983 podían haberse creado hasta 7 mts de columna de agua en el espacio de las depresiones sin aflujo. Sin embargo, las depresiones sin descarga fueron según las tomas aéreas anegadas todavía en el año 1984. Según los informes orales las lagunas “desaparecieron” primero 6 años después de El Niño, lo que podía haber sido causado por una baja permeabilidad del ambiente mineral y por una alta evaporación 1200 mm/año (estación meteorológica en Paita).

Escenario IV hasta VI – Recarga de los cursos superficiales en la parte baja de Chira, en la parte media y baja de Piura

Para los **escenarios IV hasta VI** se toma en consideración el rebose al acuífero inferior en los tramos deficitarios de Chira y Piura, los cuales pueden originarse durante el cruzamiento de los dos cursos con una supuesta alteración tectónica (Fig. 8.6.).

La idea del **escenario VI** es parcialmente en contraste con el hecho de que el agua del acuífero superior, el cual está desarrollado en el valle del curso bajo de Piura y se caracteriza por una alta mineralización. Si el agua subterránea rebosara en los

tramos deficitarios en este área, el agua subterránea del acuífero inferior tendría una conductividad acentuadamente ascendente en las sondas observadas (Cap. 5.6 „Calidad de las aguas subterráneas y superficiales “).

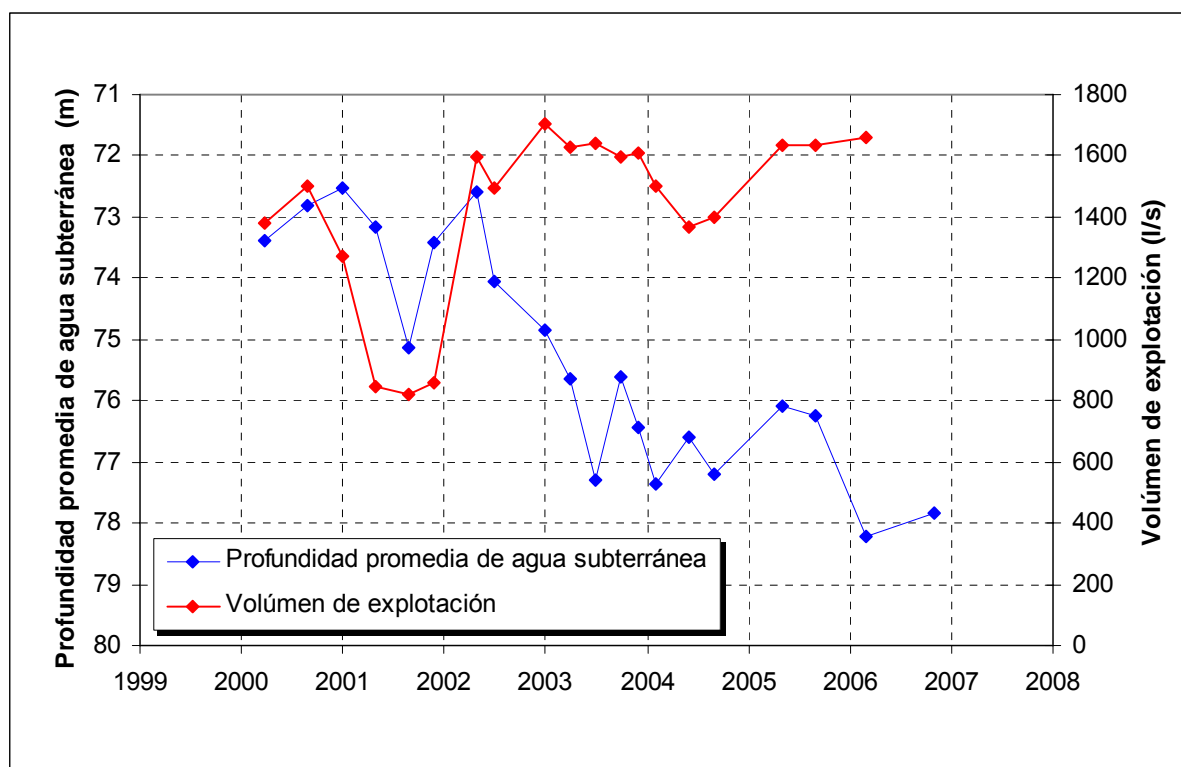


Fig. 8.8. Cambios de la profundidad promedio de agua subterránea en los pozos bombeados en Piura y Catacaos (acuífero inferior). Datos según los recursos EPS Grau.

Aquífero superior

El acuífero superior está alimentado por las infiltraciones de precipitaciones atmosféricas, pérdidas de los cursos superficiales y del sistema de irrigación y del rebose del acuífero inferior. Los cursos superficiales y las lagunas aseguran el drenaje principal de agua subterránea del acuífero superior. El agua subterránea fluye hacia el sudoeste, probablemente en el lecho antiguo de Piura (Fig. 8.5.). Localmente desagua el agua subterránea en depresiones de terreno, donde vaporiza bajo la influencia de alta evaporación potencial (hasta 2500 mm/año). El agua subterránea puede también rebosar a lo largo de fallas o sondas penetrables o en avería al acuífero inferior (es el caso sobre todo de los bordes del cono de depresión en Piura).

8.5. Calidad de aguas subterráneas y superficiales

El criterio principal observado para la evaluación de la calidad de agua subterránea y superficial es el volumen de conductividad eléctrica, la cual varía en relación directa a la mineralización total. Con miras a la carencia de datos hidrogeológicos, las mediciones accesibles de conductividad ayudan a aclarar la circulación de agua subterránea en el acuífero superior e inferior y la composición de la estructura hidrogeológica en la cuenca de Piura Media y Baja.

Aquífero inferior

El agua subterránea del acuífero inferior se caracteriza en los pozos bombeados por una conductividad mucho menor que en el acuífero superior y se clasifica generalmente como permisible (Véase Tab. 8.1.) (Fig. 8.10.). A base de las tendencias de los datos accesibles parece que en las sondas prevalece la tendencia descendente, la cual insinúa un importante rebose de agua mineralizada entre el acuífero superior e inferior y que el semiaquífero está perturbado a lo largo de las líneas tectónicas. Fig. 8.9. muestra que actualmente (2006–2008) la conductividad eléctrica no fluctua mucho, sin embargo algunos pozos bombeados en Piura denotan una tendencia poco ascendente. Para una evaluación más detallada es necesario formar anotaciones continuales de la fluctuación de conductividad eléctrica para cada una de las sondas.

Tab. 8.1. Clasificación de agua subterránea según conductividad eléctrica (INRENA)

Calidad de agua	Conductividad eléctrica (mS/cm)
Excelente	< 0.25
Buena	0.25 – 0.85
Permisible	0.85 – 2.00
Dudosa	2.00 – 3.00
Inadecuada	> 3.00

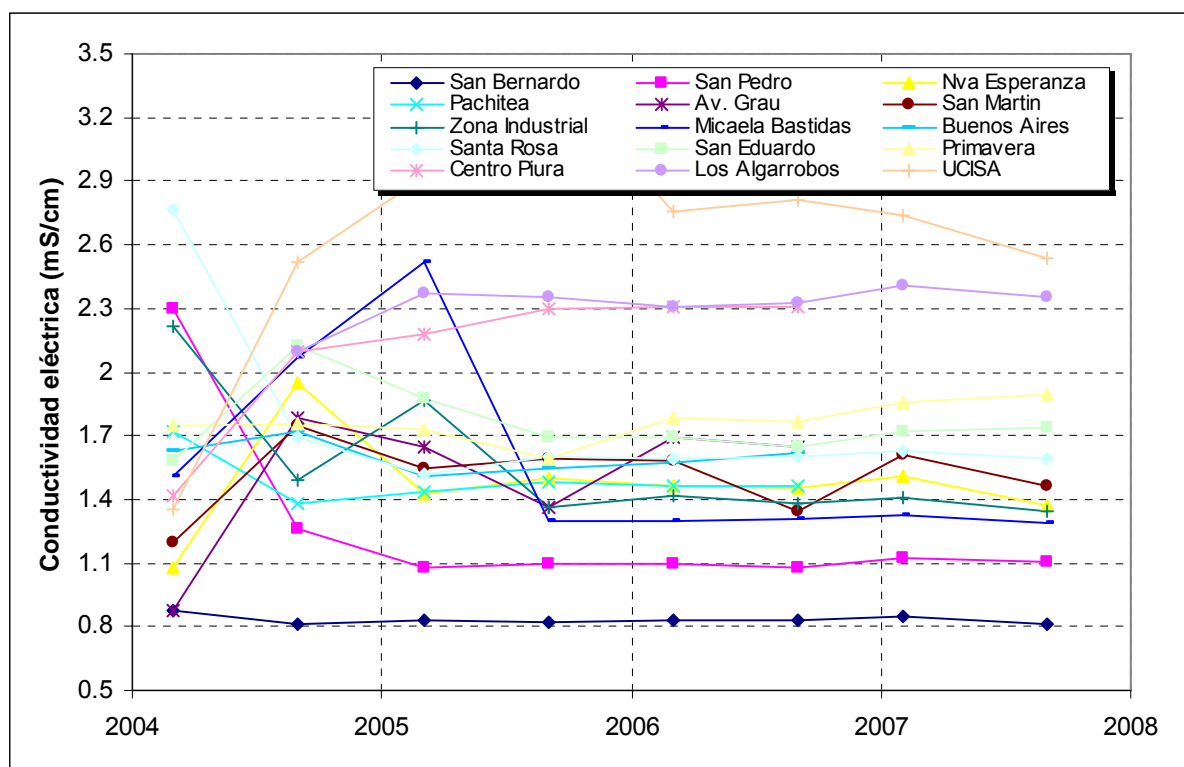


Fig. 8.9. Fluctuación de conductividad eléctrica en los pozos bombeados y observados en Piura (acuífero inferior). Datos de INRENA.

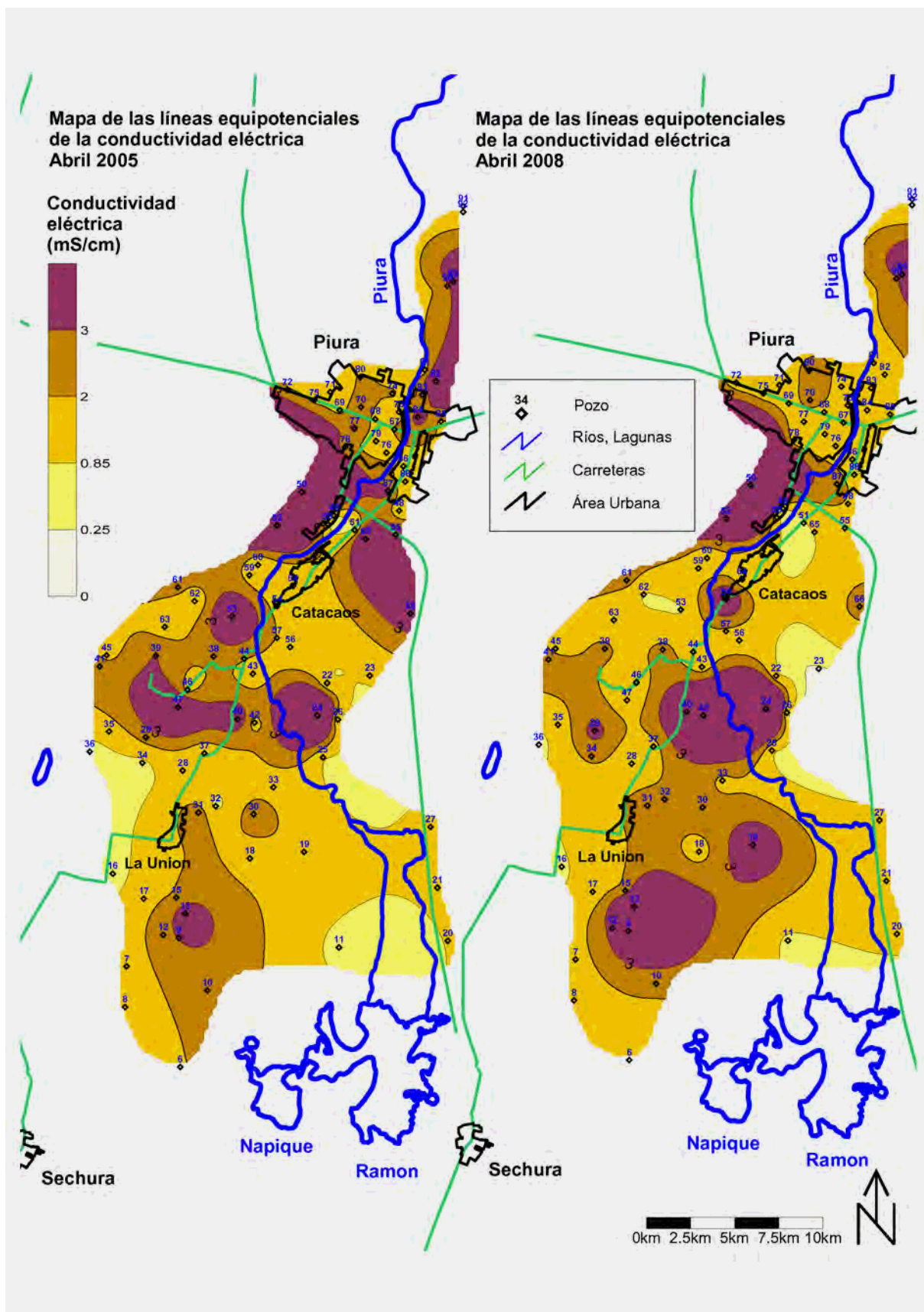


Fig. 8.10. Mapa de las líneas equipotenciales de la conductividad eléctrica en el acuífero inferior

Los mapas de la distribución de las conductividades eléctrica medidas (Fig. 8.10.), demuestran que agua subterránea de buena calidad se halla generalmente en el centro de extracción en Piura y que a bordes del cono de depresión es la conductividad eléctrica más alta. Una mineralización más alta a los bordes puede insinuar el reboso a lo largo de las fallas supuestas del acuífero superior al inferior o la red de monitoreo utiliza los pozos en avería o que no funcionan, a lo largo de los cuales fluye el agua entre el acuífero superior e inferior.

También una conductividad eléctrica más baja en el centro del cono de depresión gracias a la extracción $1.6 \text{ m}^3/\text{s}$ puede ser causada por un lavado del acuífero inferior más intenso y por el aflujo de agua menos mineralizada de una fuente desconocida de agua subterránea del acuífero inferior (Véase Capítulo 8.4.). El descenso de conductividad eléctrica y el hundimiento de la superficie de agua subterránea por influencia de una nueva extracción es evidente al este de Cataos. La diferencia es más acentuada cuando se comparan las superficies y las conductividades eléctrica de agua subterránea del acuífero inferior en los años 2005 y 2008 (Figs. 8.3. y 8.10.).

Las informaciones sobre cada uno de los parámetros de la composición son puntuales y no se pueden aprovechar para la evaluación local. En cuanto al tipo químico, se trata de agua Na-Cl respectivo Na-HCO₃-Cl.

El acuífero superior y las aguas superficiales

La información clave es el hecho de que el acuífero superior en el valle de Piura tiene una mineralización mucho más alta que el acuífero inferior y el agua subterránea del acuífero superior no se puede aprovechar para uso de industria acuícola. El volumen de conductividades del acuífero superior se desconoce actualmente, porque no existe una red de observación de la calidad de agua subterránea del acuífero superior. Una pregunta queda pendiente, donde está el origen del alto contenido de sustancias disueltas en el acuífero superior, cuando el agua subterránea del acuífero inferior tiene una mineralización mucho más baja y se aprovecha. El alto contenido de sustancias disueltas del acuífero superior puede ser de origen marítimo y probablemente aumenta bajo el impacto de la evaporación extremadamente alta en las depresiones locales del terreno. Según la profundidad de Kovda (CARACTERIZACIÓN HÍDRICA Y ADECUACIÓN ENTRE LA OFERTA Y LA DEMANDA EN EL ÁMBITO DE LA CUENCA BINACIONAL CATAMAYO-CHIRA), por media de la cual se estima el volumen de la evaporación dependiendo de la profundidad de agua subterránea debajo del terreno, la evaporación es posible en la profundidad de 2.3 mts debajo del terreno, una evaporación de 50% puede suceder en la profundidad de 1 m debajo del terreno, lo que tiene como consecuencia que el agua subterránea no tiene que llegar a la superficie para que fluya del acuífero superior.

Se ofrece la pregunta por qué anteriormente no ocurrió el lavado del acuífero superior igual como el acuífero inferior. Según la estructura tectónica del valle Piura, donde está comprobada la extensión del acuífero superior, es posible que el acuífero superior está tectónicamente delimitado y el banco elevado al norte del lagunas Ñapique y San Ramón se comporta como una barrera hidráulica e impide acentuadamente la circulación de agua en el acuífero superior (excepto la zona en la superficie). La circulación de agua en el acuífero superior está influida también por la

presencia de gravas calcificadas (tablazo), las cuales también pueden restringir la circulación de agua subterránea.

El efecto de densidad de agua subterránea fuertemente mineralizada causa que agua más mineralizada (es decir con densidad más alta) baja hacia el fondo del acuífero superior. El semiaquitardo entre el acuífero superior e inferior y los bancos, que se comportan como barreras hidráulicas, no permiten que el agua más mineralizada del acuífero superior refluyera.

Otra influencia que puede participar en la alta mineralización del acuífero superior es una excesiva irrigación. El agua conducida a los campos regadizos tiene una baja conductividad. Las excedencias de agua se acumulan en las depresiones locales. Aquí, por influencia de alta evaporación y la imposibilidad de descarga se quedan sales, las cuales degradan la tierra agraria. Esto pasa en áreas con baja permeabilidad de ambiente rocoso, con canales de drenajes que no funcionan, porque estos deben de llevar las sobras de agua, y detrás de las diques contra inundaciones a lo largo del Río Piura, los cuales impiden el reflujo de agua superficial del área protegida.

En el acuífero superior en el valle de Piura no hay una red de observación, sin embargo, se puede esperar, que la conductividad es más alta que en el acuífero cuaternario Chira (1–5 mS/cm, localmente hasta 20 mS/cm).

El agua superficial en Piura llega a la conductividad de más o menos 0.5–0.7 mS/cm. Según el estudio „CARACTERIZACIÓN HÍDRICA Y ADECUACIÓN ENTRE LA OFERTA Y LA DEMANDA EN EL ÁMBITO DE LA CUENCA BINACIONAL CATAMAYO-CHIRA“, en el año 1980 la conductividad en Chira fluctuaba entre 0.68 mS/cm en Sullana y 1.64 mS/cm en la desembocadura de Chira en el mar, mientras alcanza sus máximos en agosto, cuando la descarga del río es baja y el aflujo de aguas mineralizadas de los drenajes de campos regaderos es alto. Por el contrario el periodo de conductividades bajas es a principios del año durante la temporada de lluvias.

Las mediciones de campo de conductividad eléctrica en las áreas inundadas demuestran que los resultados pueden depender más bien del retardo de la medición de conductividad después de la inundación o irrigación. Una evaporación extremadamente alta causa una rápida concentración de aguas y el aumento de conductividad. En los campos degradados llegó la conductividad hasta 222 mS/cm, lo que excede más o menos 4 veces la conductividad medida en el mar (48–50 mS/cm) y se acerca a la solubilidad máxima de sales.

Para poder estimar el contenido de sales en la fase fija se realizaron tomas de tierra y sedimentos en el terreno. En total fueron tomadas 49 muestras de tierra y sedimentos, en los cuales se realizó lixiviación orientativa. La lixiviación tardó 24 horas y durante el revolvimiento continuo fue medida la conductividad eléctrica. El objetivo principal fue la evaluación que conductividades eléctricas (o mineralizaciones) puede tener originalmente el agua de las precipitaciones después del proceso del lavado de los sedimentos. Se mostró que las lixiviaciones de sedimentos secundariamente no salados (es decir en área de infiltración potenciales) llegan a la conductividad eléctrica 0.3–2.15 mS/cm, lo que puede representar la

conductividad eléctrica de agua subterránea que lava los estratos superiores (arenas eólicas, tablazo y descubrimientos de sedimentos terciarios) y fluye al acuífero superior en el valle de Piura. En las áreas de drenaje se encuentran generalmente sales NaCl, lo que puede insinuar el origen marítimo de la mineralización. Las lixiviaciones de las tierras y arenas saladas tienen la conductividad eléctrica 10–82 mS/cm, mientras el resultado máximo de conductividad eléctrica es la lixiviación de sal clara del fondo de la depresión Letira – 142 mS/cm.

9. PRUEBAS BASADAS EN MODELO DEL ORIGEN DE RECURSOS NATURALES DE AGUA SUBTERRÁNEA DEL AQUÍFERO INFERIOR

La base de cada escenario es la testificación de posible recurso de agua subterránea del acuífero inferior. Solamente el escenario I – „Vaciamiento de las reservas estáticas“ representa desde el punto de vista del uso de agua subterránea el variante menos favorable, porque no se recuperan las reservas de agua subterránea del acuífero inferior. Este variante es probablemente hidrogeológicamente irreal, sin embargo, ofrece una idea como se comporta la estructura hidrogeológica durante el vaciamiento del acuífero inferior y si es teóricamente posible aprovechar las reservas de agua subterránea estática y cual es la influencia de la conductividad hidráulica y del coeficiente de almacenamiento para el nivel de agua subterránea libre y confinado.

Presuposiciones generales del modelo hidráulico conceptual:

- El área modelada está relacionada con la extensión de sedimentos terciarios. En el norte y noreste está limitada por la curva de nivel 200 m, en el este por el río Piura, en el sur por la línea de flujo supuesta y en el oeste por el océano Pacífico.
- El modelo es de tres estratos. El estrato superior e inferior modelado corresponde al acuífero superior e inferior, el estrato intermedio al semiaquitardo.
- En el lugar de localmente averiguada presencia por los pozos del acuífero inferior (Fig. 9.2.) fue especificada la base del estrato superior -30 msnm, la base del estrato intermedio -80 msnm y la base del estrato inferior -180 msnm. Hacia los bordes de la cuenca los espesores de cada uno de los estratos disminuyen y el nivel de la base de los estratos modelados sube (*Anexo 4.1 y 4.2*).
- A base de la averiguación que no aumenta la mineralización de agua subterránea del acuífero inferior por el agua subterránea del acuífero superior (Fig. 9.9.), fue el semiaquitardo calculado en toda su superficie como 100 % impermeable. Solamente para la testificación de potenciales áreas de recursos de agua subterránea está permitida una comunicación local (rebasamiento) entre el acuífero superior e inferior.

- En el variante básico (= **variante de partida**) de todos los escenarios de modelación se calcula para el acuífero inferior la conductividad hidráulica $5 \cdot 10^{-5}$ m/s, el coeficiente de almacenamiento para el nivel confinado 0.0002 (estimación según Hula 2007) y el coeficiente de almacenamiento para el nivel libre 0.2.
- La conductividad hidráulica cambió en cada una de las áreas (por ejemplo Fig. 9.13. y Tab. 9.2.):
 1. área con **extensión averiguado por los pozos** del acuífero inferior (más o menos la zona de captación);
 2. área del **canal aductor** por encima del cual fluye el agua en el modelo de la supuesta área alimentadora a la zona de captación, el canal aductor puede estar predispuesto tectónicamente y puede estar relleno por material más permeable que el resto del acuífero;
 3. **área alimentadora** de recarga de agua subterránea para el acuífero inferior;
 4. **„resto“ del acuífero**. Por el resto del acuífero se entiende la parte restante de la extensión del área modelada que no incluye la zona de captación, el canal aductor y el área alimentadora.
- Los niveles iniciales están derivadas del estado estable dado para los parámetros correspondientes del escenario o del variante simulado. Ya que los niveles iniciales de agua subterránea son desconocidos, la calculación del estado estabilizado se deriva de la especificación ficticia de condiciones de borde en el acuífero inferior. Para la calculación del estado inicial, el agua subterránea afluye del borde septentrional y nororiental (condición de borde GHB) y del este de Piura (condición de borde „Río“) y está desaguada en el valle del curso bajo de Piura y Chira al Pacífico en forma drenaje con correspondiente altitud de desagüe (condición de borde „Drenaje“) (Fig. 9.1. y 9.2.). Después de la calculación del estado estabilizado siguen 77 años de simulación transitoria, donde el río ficticio en el valle del curso bajo de río Piura está reemplazado por bombeo real de volumen $1,6 \text{ m}^3/\text{s}$. Otras condiciones marginales ficticias excepto el mar y el curso bajo del río Piura fueron canceladas. El inicio de la simulación transitoria se calcula en 1983, cuando fue el penúltimo El Niño. Los resultados del flujo transitoria se comparan con el estado en 2010, cuando el nivel de agua subterránea en el

centro de la depresión formada por pozos captativos fluctuaba alrededor de - 33 msnm.

- 6 escenarios básicos fueron divididos en las variantes parciales en los cuales se testificó la influencia de cada uno de los parámetros a la superficie de agua subterránea en el centro del cono de depresión.
- Para cada escenario se calcularon los *variantes de partida*, y estos variantes fueron a continuación comparados con otros variantes. Los variantes elejidos de las hidroizohipsas modeladas están en *Anexos 4.5 hasta 4.16*.
- El modelo es concepcional y se compararon los variantes entre sí. Con miras a la insuficiencia de datos sobre el aflujo de agua subterránea a la zona de captación, no se realizó una calibración exacta a todas las mediciones accesibles del nivel de agua subterránea.

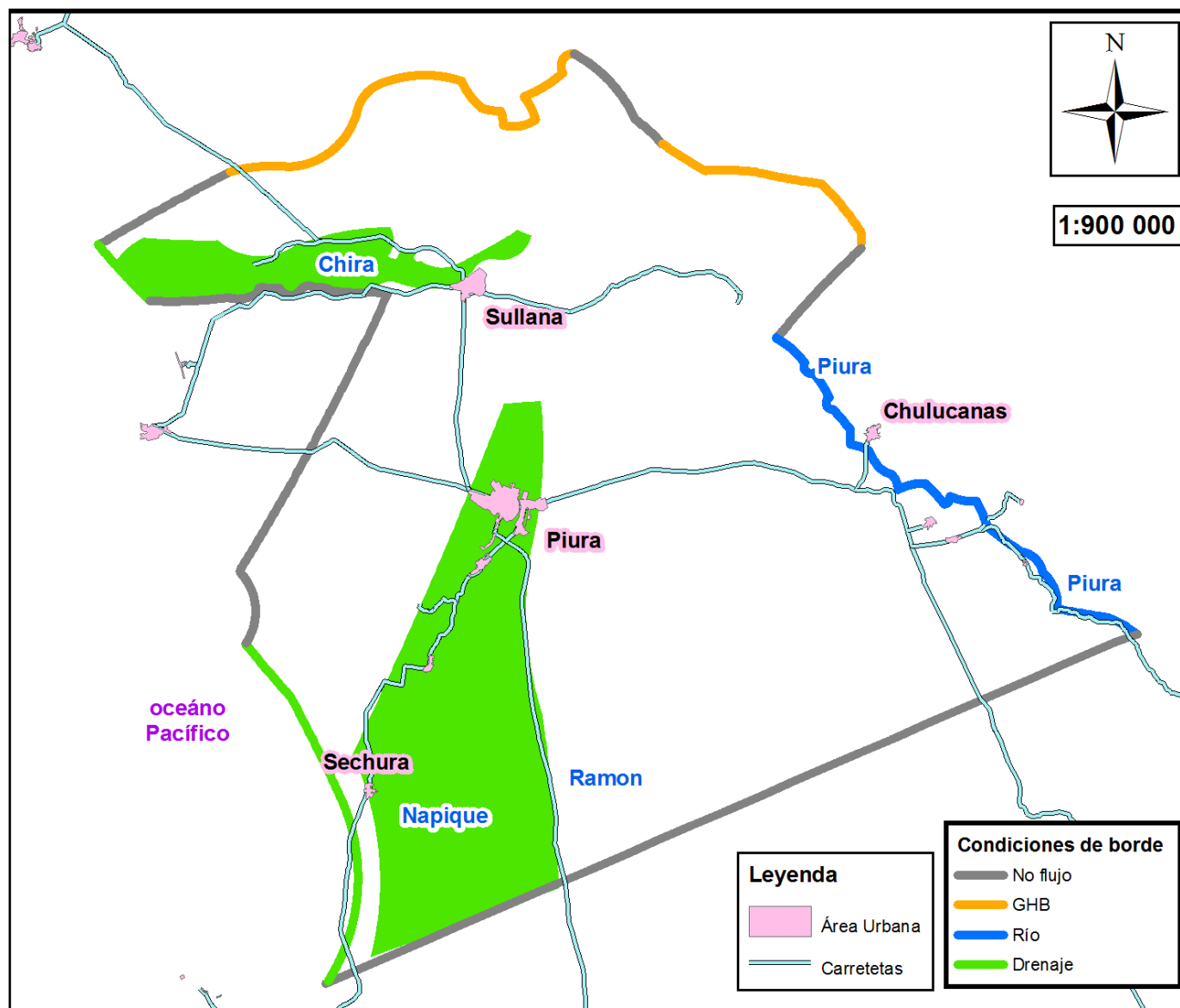


Fig. 9.1. Condiciones de borde – acuífero inferior

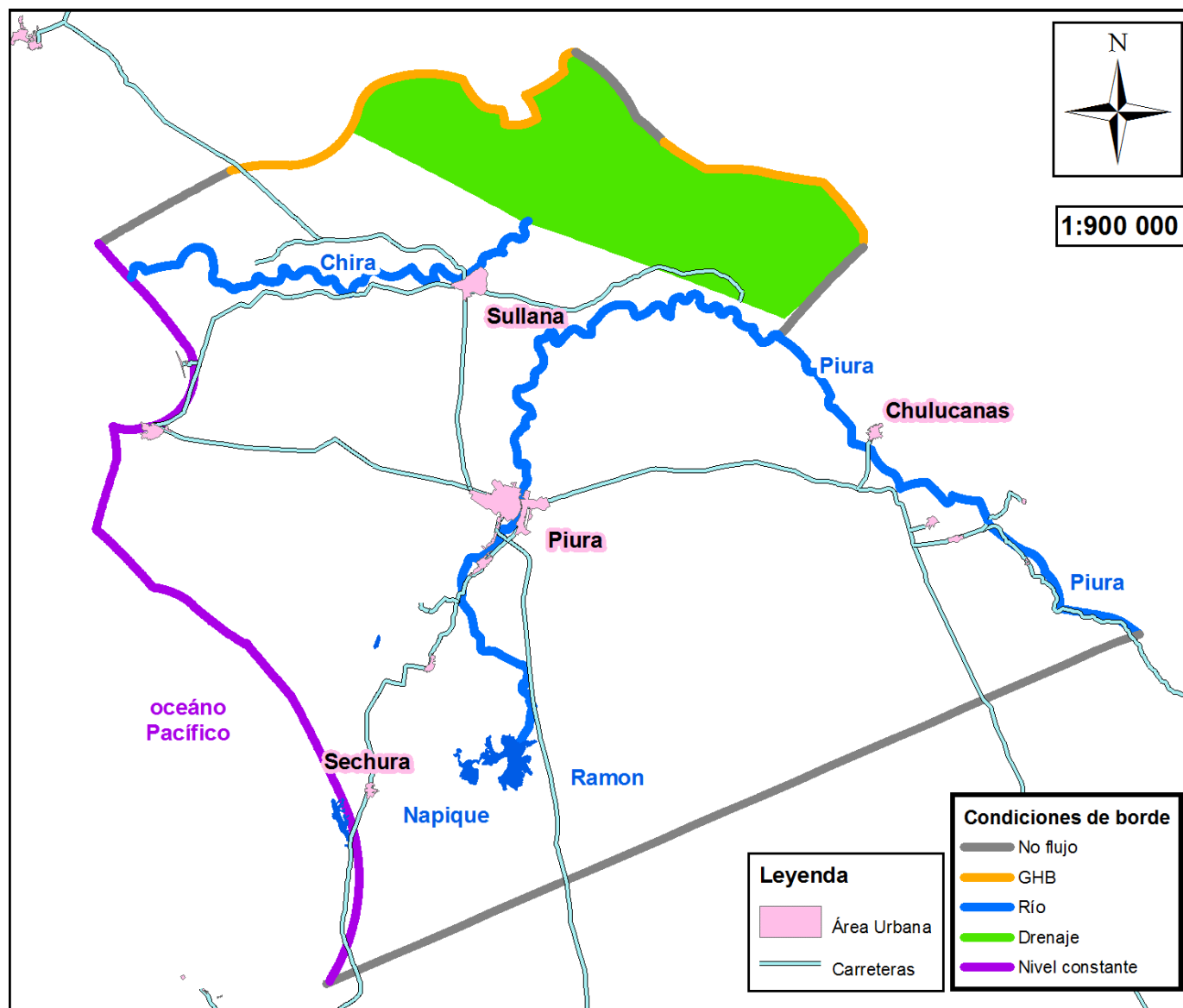


Fig. 9.2. Condiciónes de borde - acuífero superior

9.1. Resultados de la testificación de cada uno de los escenarios

9.1.1. **Escenario I** – „Vaciamiento de reservas estáticas del acuífero inferior“ y **escenario II** – Recarga del acuífero inferior en forma de infiltración en la cuenca San Francisco.

Mientras que el **escenario I** se calcula sin los recursos de agua subterránea, escenario II tiene el recurso de agua subterránea más extenso para el acuífero inferior. Para poder evaluar la diferencia en el comportamiento de la estructura hidrogeológica con la fuente definida y sin los recursos fueron los dos escenarios descritos juntos. Para cada variante parcial de ambos escenarios se hicieron dos calculaciones – una sin rebosamiento del estrato superior modelado al inferior, así que se omite la infiltración de precipitaciones atmosféricas y con rebosamiento entre los estratos modelados. Ya que los parámetros en los alrededores cercanos tienen mayor influencia que los parámetros en el área alimentadora, el **escenario I** también representa el variante de partida para la comparación de la simulación de otros escenarios. El transcurso de los niveles modelados de agua subterránea en el centro del cono de depresión de la zona de captación está retratado en la Fig. 9.4. Los niveles calculados para el estado actual (el año 2010) y los parámetros de cada uno de los variantes están en la Tab. 9.1.

Influencia de la conductividad hidráulica (Fig. 9.3. y Tab. 9.1.)

En caso de que contamos con la conductividad hidráulica $5 \cdot 10^{-5}$ m/s para todo el acuífero y con el coeficiente de almacenamiento para el nivel de agua confinado 0.0002 (**variantes I1 y I3** – los variantes de partida para los **escenarios I y II**), el nivel de agua subterránea en el centro de Piura bajará al nivel -105 msnm después de 27 años de bombeo. A pesar del gradiente mayor posible en el área modelada no se manifestará después de 77 años de bombeo la diferencia entre el bombeo de reservas estáticas (**escenario I**) y el escenario con recarga continual de agua subterránea en el área San Francisco (**escenario II**).

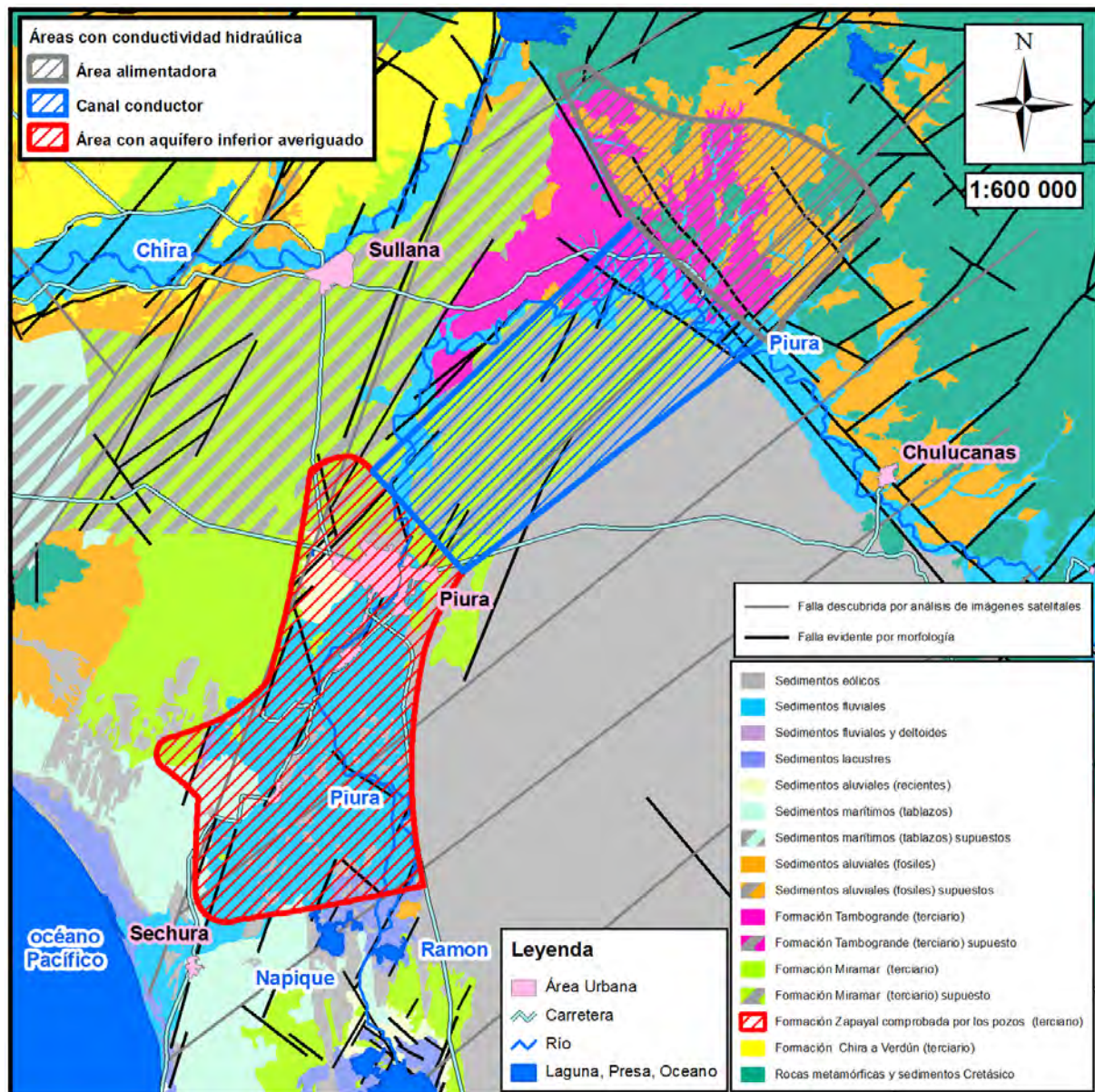


Fig. 9.3. Zonas con conductividad hidráulica – escenario I y II

Si tomamos en consideración la existencia de un canal aductor con conductividad hidráulica $1 \cdot 10^{-3}$ m/s y con conductividad hidráulica igual en el área alimentadora (lo que se puede suponer gracias al probable engruesamiento de sedimentos hacia los Andes), la superficie de agua subterránea bajará para ambos escenarios (**variantes I2 y I14**) al nivel más o menos -80 msnm. Después de otros 50 años de bombeo de agua subterránea es la diferencia entre los niveles calculados para el escenarios del vaciamiento de reservas y para el escenario de recarga en el centro de Piura 12 m. Si supusiéramos en el centro de Piura, donde está aprobado el acuífero inferior por pozos, la conductividad hidráulica solamente 4 veces más alta que la citada (es decir

$2 \cdot 10^{-4}$ m/s) y al mismo tiempo la existencia de un canal aductor de conductividad hidráulica $1 \cdot 10^{-3}$ m/s (**variantes I3 y II14**), el nivel de agua subterránea en el centro de Piura fluctuaría entre -26 y -24 msnm (7–9 m por encima de la superficie actualmente medida en la ciudad Piura). Solamente la conductividad hidráulica elevada en el área con acuífero aprobado por pozos $2 \cdot 10^{-4}$ m/s sin canal aductor no es suficiente para la aseguración del aflujo de agua subterránea con el nivel medido -33 msnm (para los **variantes I13 y II13** fue simulada el nivel de agua subterránea en la ciudad de Piura -63 msnm).

Influencia del coeficiente de almacenamiento

El valor del coeficiente de almacenamiento es muy importante para el nivel de agua confinado. 3 veces más altos valores del coeficiente de almacenamiento para el nivel de agua confinado (**variante I4**) causará el descenso del nivel en el centro de Piura al nivel -76 msnm, lo que significa una subida en comparación con el **variante I1** de salida de 28 m. El valor del coeficiente de almacenamiento 10 veces más alto (en realidad irreal) para el nivel de agua confinado (**variante I5**) tiene como consecuencia la subida del nivel hasta -36 msnm, el cual corresponde más o menos al estado actual medido. La influencia de la duplicación del coeficiente de almacenamiento libre (**variante I6**) no tiene efecto esencial.

Influencia del nivel inicial de agua subterránea

La testificación de la altitud del nivel inicial en el área alimentadora, dirigida por la altura hidráulica y la conductancia en la condición de borde GHB, demostró que su efecto al resultado es mínimo (**variantes I7 hasta I9**). Si no tomamos en consideración GHB en el escenario II con recarga está el nivel de agua subterránea está a nivel -107 msnm (**variante II6** – solamente 3m de diferencia en comparación con el **variante II3**).

Influencia del cambio de geometría del acuífero inferior

En caso de disminución del volumen del acuífero inferior de 40 % (*Anexo 4.3 y 4.4*) baja el nivel de agua subterránea en la zona de captación de 10–15 m con respecto a los variantes antemencionados para diferentes combinaciones de parámetros hidráulicos (**variantes II7 hasta II10 y variante I10**). Por el contrario, si la base del acuífero fluctuara en todo el área alrededor de - 180 msnm (aumento del volumen

del acuífero inferior por 250%) los aflujos de agua subterránea asegurarían la conservación del nivel del modelo por encima del nivel medido en el centro de Piura y para los variantes con conductividad hidráulica $2 \cdot 10^{-4}$ m/s en el área con el acuífero aprobado por pozos sin canal aductor (**variantes I12 y II12**). Para los variantes (**variante I11 hasta II11**) con parámetros iguales como en caso de los variantes de partida (**variante I1 y II3**) fue calculado el nivel de agua subterránea -73 y -76 msnm (es decir más o menos 30 m más arriba frente a los variantes de partida).

Influencia de la infiltración

En el **variante II15** fue utilizada la infiltración 5 veces más alta. El nivel resultante, sin embargo casi no se diferencia del **variante II14**, donde fue especificada la infiltración de salida 200 mm/año. La razón es que en la zona de infiltración fue calculada la condición de borde „Drenaje“ con la altitud de aflujo a nivel del terreno. Si el nivel de agua subterránea sube en el modelo por encima del terreno, estará llevada del sistema lo que pasa más que menos también en la realidad.

Estimación de conductividad hidráulica del semiaquitardo

En caso de la consideración de permeabilidad del semiaquitardo tendría que ser la conductividad vertical del semiaquitardo con los parámetros de salida $8 \cdot 10^{-9}$ m/s para asegurar la conformidad con los niveles medidas y de modelo (**variante I14**).

Conclusiones

Al final podemos resumir que en caso de parámetros hidráulicos y geometría muy favorables hasta irreales del acuífero inferior se puede obtener la creación de un parecido cono de depresión como se puede observar en la zona de captación (Fig. 9.3.). A continuación hay que hacer constar que no hay diferencia importante entre el escenario del vaciamiento de reservas estáticas (**escenario I**) y con dotación de agua subterránea en la cuenca San Francisco (**escenario II**).

Tab. 9.1. Parámetros modelados de los variantes parciales de los escenarios I y II

Variante	Conductividad hidráulica (m/s)				Coeficiente de almacenamiento		Comunicación entre los acuíferos	Infiltración (mm/año)	Altura hidráulica en GHB (m.s.n.m.)	Terminación de GHB (día)	Cambio de conductancia en GHB	Cambio de geometría del acuífero	Nivel de a.s. en Piura (m.s.n.m.)
	zona de captación	canal aductor	área alimentadora	resto del acuífero	confinado (1/m)	libre (-)							
I1	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	no		200	4107.25			-105
I2	5.E-05	1.E-03	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	no		200	4107.25			-81
I3	2.E-04	1.E-03	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	no		200	4107.25			-26.5
I4	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0006	0.20	no		200	4107.25			-72.5
I5	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0020	0.20	no		200	4107.25			-36.6
I6	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.40	no		200	4107.25			-96
I7	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	no		100	4107.25			-105
I8	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	no		200	36500			-104
I9	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	no		200	36500	10×más alta		-104
II1	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	no	200	200	36500			-104
II2	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	no	200	200	4107.25			-104
II3	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	si	200	200	4107.25			-104
II4	5.E-05	1.E-03	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	si	200	200	4107.25			-80
II5	5.E-05	1.E-03	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	si	200	200	4107.25			-24.6
II6	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	si	200	200	0			-107
II7	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	si	200	200	4107.25		- 40%	-114
II8	5.E-05	1.E-03	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	si	200	200	4107.25		- 40%	-100
II9	2.E-04	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	si	200	200	4107.25		- 40%	-80.5
II10	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0020	0.20	si	200	200	4107.25		- 40%	-40.5
I10	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	no		200	4107.25		- 40%	-115
I11	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	no		200	4107.25		+ 250%	-73
II11	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0020	0.20	si	200	200	4107.25		+ 250%	-76.4
II12	2.E-04	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	si	200	200	4107.25		+ 250%	-24.5
I12	2.E-04	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	no		200	4107.25		+ 250%	-21
II13	2.E-04	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	si	200	200	4107.25			-63
II14	2.E-04	1.E-03	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	si	200	200	4107.25			-24.5
I13	2.E-04	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	no		200	4107.25			-63
I14	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	si		200	4107.25			-34.7

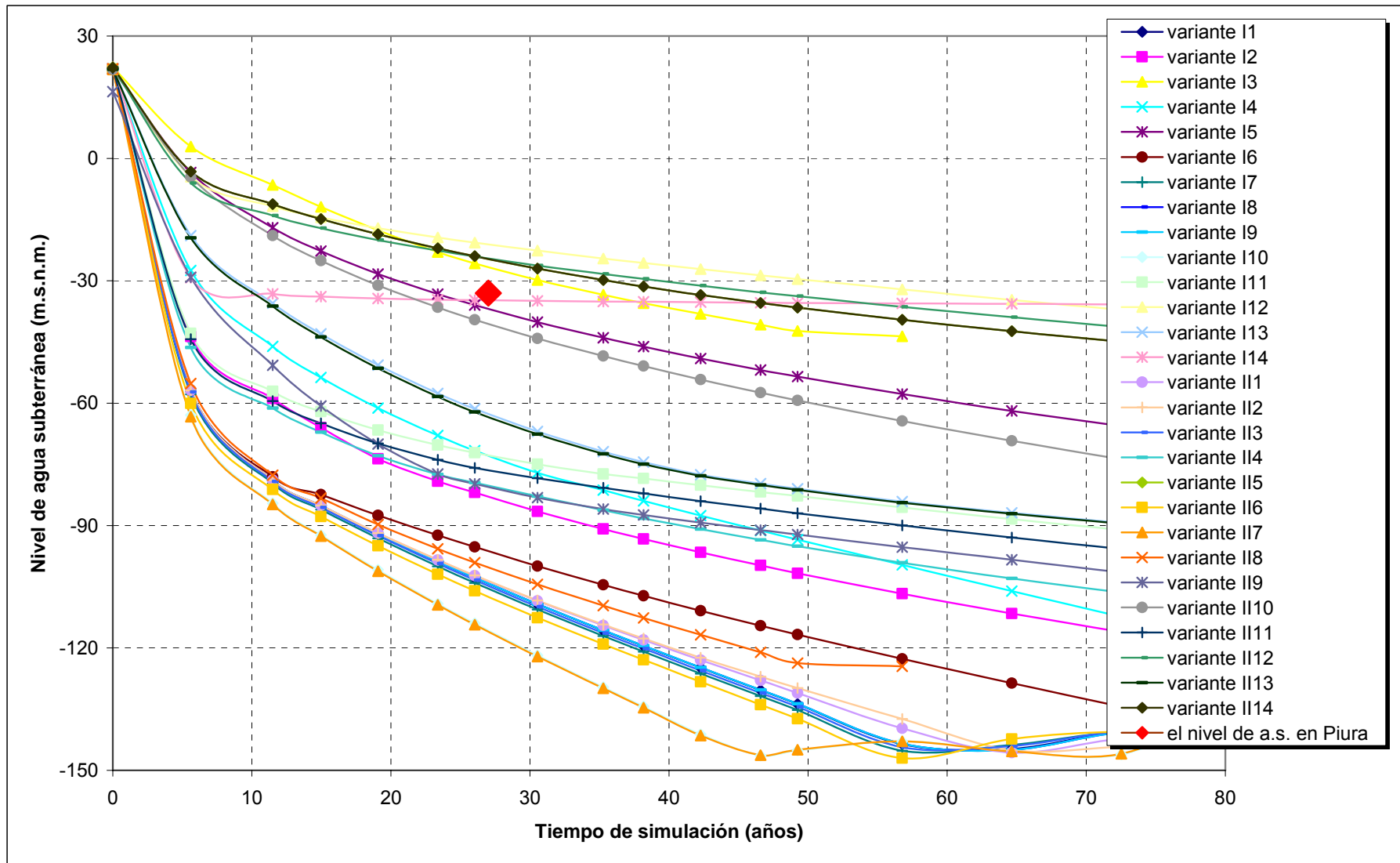


Fig. 9.4. Descenso del nivel de agua subterránea modelados – variantes parciales I y II

9.1.2. Escenario III – Recarga de las depresiones sin desagüe

El escenario III supone que el agua infiltrada llega al acuífero inferior en el área de las depresiones sin desagüe a lo largo de las líneas tectónicas (Fig. 9.5.). Esta reflexión está apoyada por el hecho de que durante El Niño 1983 se podían crear lagunas hasta 7 ms de profundidad de agua en el área de las depresiones sin desagüe. Sin embargo, las depresiones sin desagüe según las fotos satelitales estuvieron inundadas todavía en el año 1984. Según informaciones de los habitantes locales los lagos „desaparecieron“ primero 6 años después de El Niño, lo que podía estar causado por muy baja permeabilidad del ambiente rocoso y al mismo tiempo por muy alta evaporación 1200 mm/año (estación meteorológica en Paita).

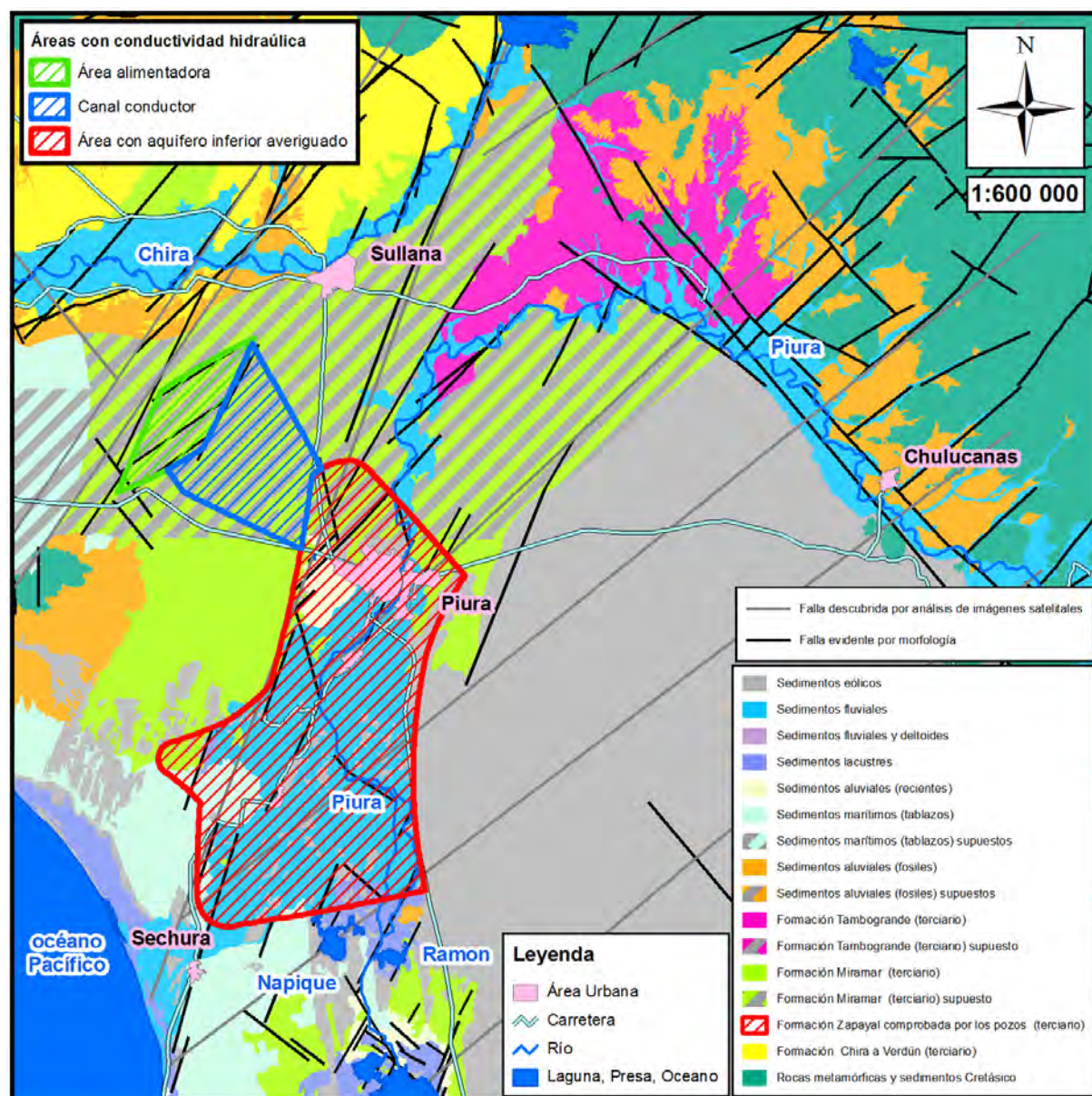


Fig. 9.5. Zonas con conductividad hidráulica – escenario III

Para este escenario se testificó solamente la influencia de la conductividad hidráulica y de la infiltración a los afluentes y a la zona de captación, que tienen una influencia clave para el nivel de agua subterránea en el centro del cono de depresión. El transcurso de los niveles freáticos de agua subterránea en el centro del cono de depresión están retratados en la Fig. 9.6. Los niveles calculados para el estado actual (año 2010) y los parámetros de cada uno de los variantes están en la Tab. 9.2.

El variante de partida III1 está basado en la suposición que debajo de las depresiones sin desagüe el ambiente rocoso se manifiesta por la influencia de perturbación tectónica por las mismas propiedades hidráulicas como el acuífero inferior (con la conductividad hidráulica $5 \cdot 10^{-5}$ m/s). El nivel de agua subterránea en el centro del cono de depresión está más o menos al mismo nivel que en caso de los variantes de partida para **los escenarios I y II** - -101.7 msnm. Cien veces más alta infiltración (**variante III2**) no tiene influencia al nivel de agua, porque su ambiente rocoso de conductividad hidráulica $5 \cdot 10^{-5}$ m/s no es capaz de absorber el agua infiltrada y causar el descenso del nivel de agua subterránea en la zona de captación. El aumento de conductividad hidráulica debajo de las depresiones sin desagüe no se manifestará por un descenso más pequeño del nivel de agua subterránea en el centro del cono de depresión (**variante III3**). El canal aductor con la conductividad hidráulica $1 \cdot 10^{-3}$ m/s entre la zona de captación y las depresiones sin desagüe, aunque su existencia no está geológicamente comprobada, causará un menor descenso del nivel de agua subterránea en la zona de captación (-84 msnm – parecido como en caso de los **escenarios I y II**) (**variante III4**). Solamente bajo la suposición de la conductividad hidráulica 4 veces más alta que se cita ($2 \cdot 10^{-4}$ m/s) en el área con el acuífero inferior comprobado por pozos y al mismo tiempo la existencia de un canal aductor de conductividad hidráulica $1 \cdot 10^{-3}$ m/s (**variante III5**), el nivel de agua subterránea llegará al nivel -21.7 msnm.

Tab. 9.2. Descensos modelados del nivel de agua subterránea – variantes parciales para el escenario III

Variante	Conductividad hidráulica (m/s)				Coeficiente de almacenamiento		Infiltración (mm/año)	Nivel de a.s. en Piura (m.s.n.m.)
	zona de captación	canal aductor	área alimentadora	resto del acuífero	confinado (1/m)	libre (-)		
III1	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	10	-101.7
III2	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	1000	-100.7
III3	5.E-05	5.E-05	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	1000	-100.7
III4	5.E-05	1.E-03	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	1000	-84.5
III5	2.E-04	1.E-03	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	1000	-21.7

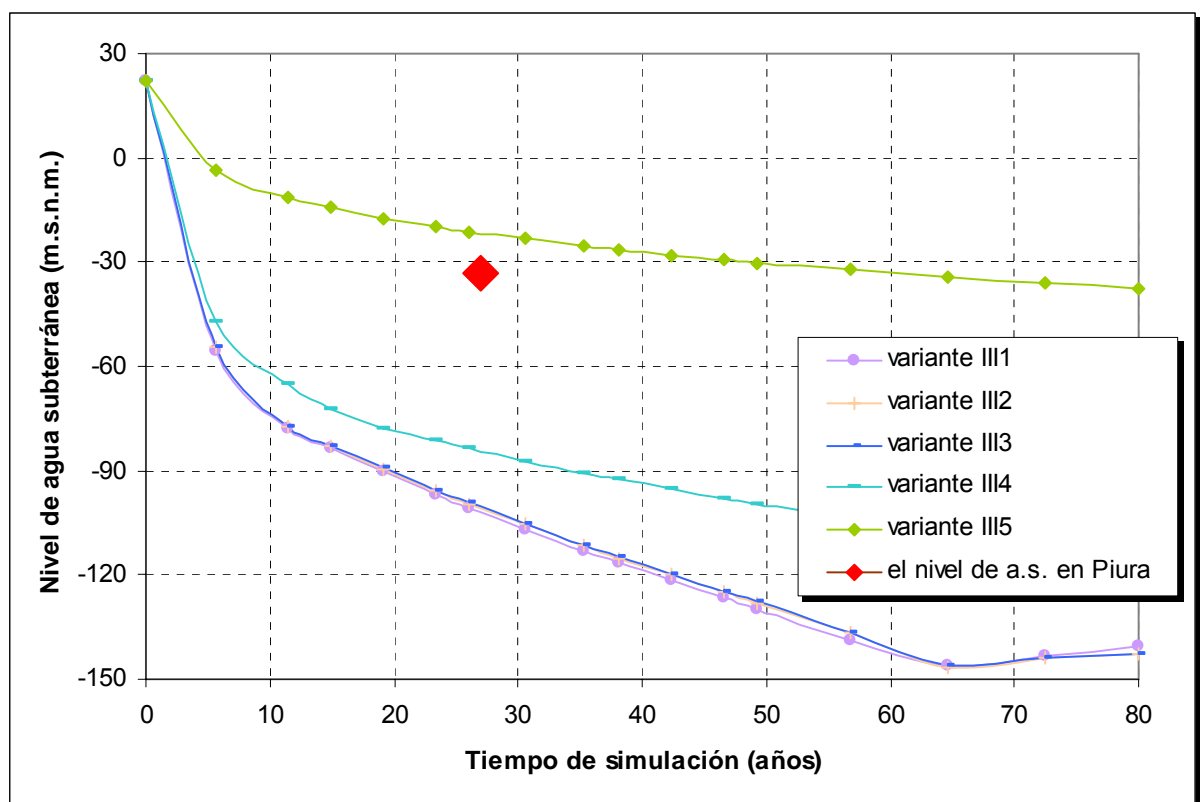


Fig. 9.6. Descensos modelados del nivel de agua subterránea – variantes parciales para el escenario III

Conclusiones

Se puede concluir de los datos accesibles y de los resultados modelados que el flujo de depresiones sin desagüe después de El Niño no tiene una influencia importante a la formación de recursos de agua subterránea en el acuífero inferior.

9.1.3. Escenario IV – Recarga del curso superficial en la parte baja de Chira

Para el escenario IV se toma en consideración el rebose al acuífero inferior en las partes potencialmente deficitarias del río Chira que se pueden formar en el cruce del curso con una supuesta perturbación tectónica (Fig. 9.7.). El transcurso de los niveles freáticos modelados de agua subterránea en el centro del cono de depresión de la zona de captación están retratados en la Fig. 9.8. Los niveles calculados para el estado actual (el año 2010) y los parámetros de cada uno de los variantes están en la Tab. 9.3.

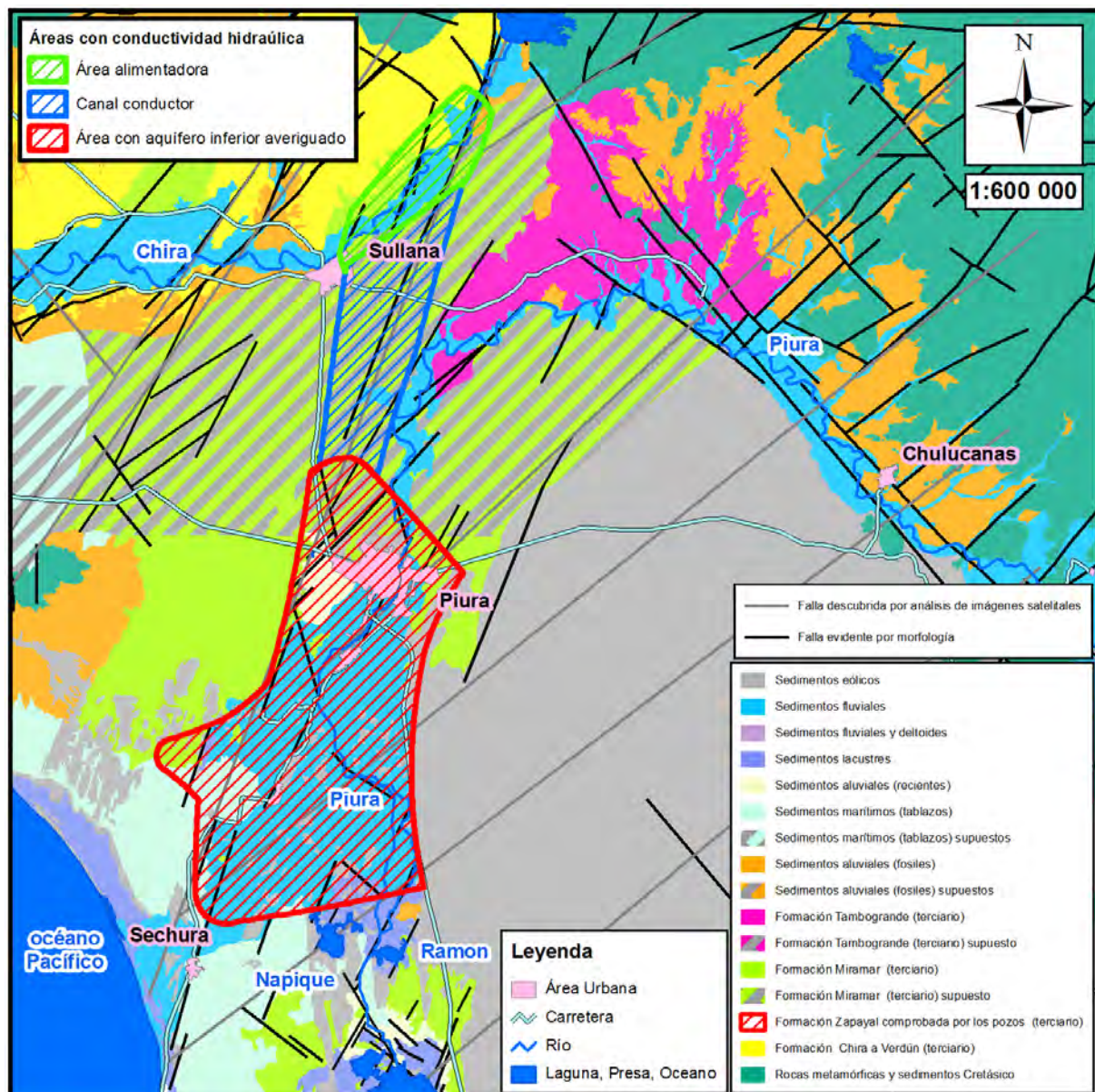


Fig. 9.7. Zonas con conductividad hidráulica – escenario IV

En los variantes del escenario IV fue testada solamente la influencia de la conductividad hidráulica a los afluentes y la zona de captación que tienen influencia

clave para el nivel de agua subterránea en el centro del cono de depresión. **El variante de partida IV1** está basado en la suposición que debajo de la supuesta línea tectónica con el río Chira tiene el ambiente rocoso iguales propiedades hidráulicas como el acuífero inferior (con la conductividad hidráulica 5.10^{-5} m/s). el nivel de agua subterránea en el centro del cono de depresión está al mismo nivel como en caso de los variantes de partida **para los escenarios I y II** - -104.5 msnm. El aumento de conductividad hidráulica y el canal aductor con la conductividad hidráulica 1.10^{-3} m/s entre la zona de captación y el río Chira causará un parecido descenso del nivel de agua subterránea en la zona de captación (-100 msnm), lo que está causado por un menor gradiente hidráulico dirigido por el río Chira (**variante IV2**). Bajo la suposición de la conductividad hidráulica 4 veces más alta que se cita (2.10^{-4} m/s) en el área con el acuífero inferior comprobado por pozos y al mismo tiempo bajo la suposición de la existencia de un canal aductor con conductividad hidráulica 1.10^{-3} m/s (**variante IV3**), el nivel de agua subterránea en el centro de Piura llegará al nivel -49.5 msnm, el cual es 25–30 m más bajo que en caso de variantes analógicos de los escenarios anteriores.

La razón es otra vez un gradiente hidráulico menor entre la zona alimentadora y la zona de captación. En caso de conductividad 10 veces más alta del río Chira (**variante IV4**) el nivel de agua subterránea en el centro del cono de depresión en comparación con el **variante IV3** no cambiará.

Conclusiones

La recarga del curso superficial tiene probablemente una menor influencia a la creación de recursos de agua subterránea del acuífero inferior que los escenarios anteriores.

Tab. 9.3. Descensos modelados del nivel de agua subterránea – variantes parciales para el escenario IV

Variante	Conductividad hidráulica (m/s)				Coeficiente de almacenamiento		Cambio de conductancia en el río Chira	Nivel de a.s. en Piura (m.s.n.m.)
	zona de captación	canal aductor	área alimentadora	resto del acuífero	confinado (1/m)	libre (-)		
IV1	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	-	-104.5
IV2	5.E-05	1.E-03	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	-	-100.3
IV3	2.E-04	1.E-03	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	-	-49.5
IV4	2.E-04	1.E-03	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	10×más alta	-49.5

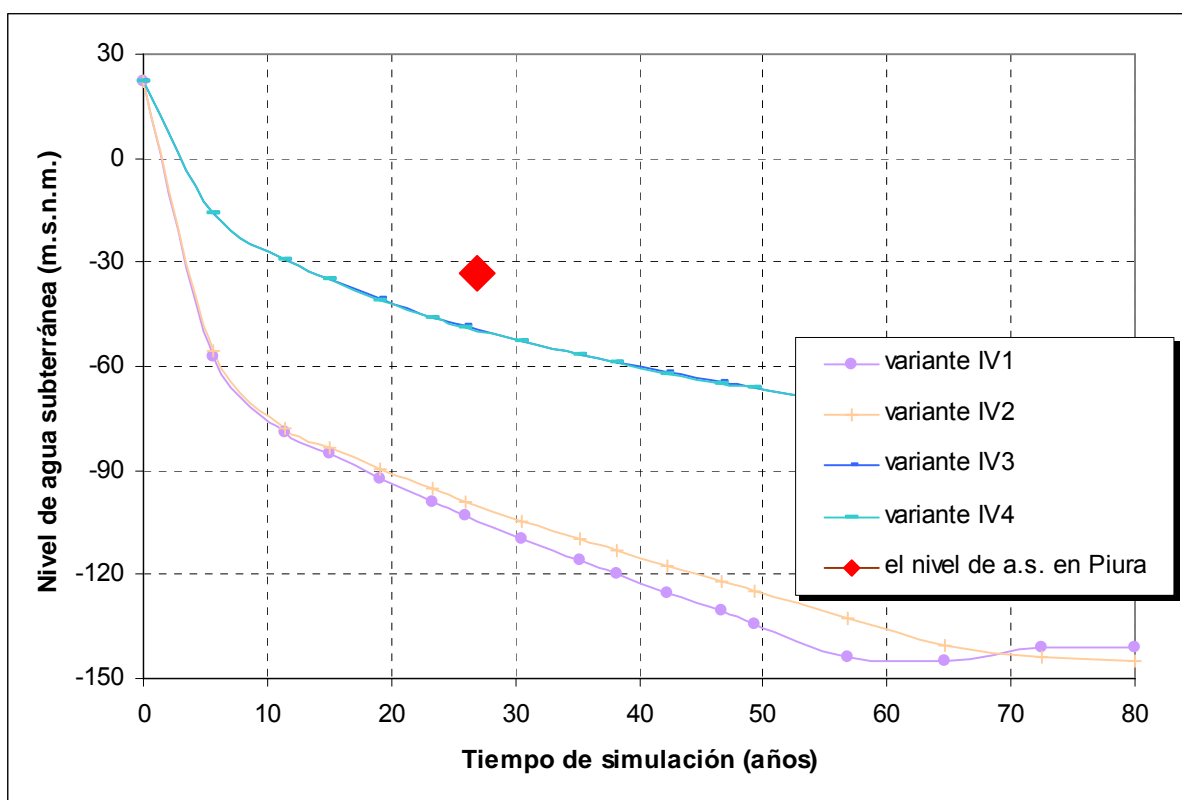


Fig. 9.8. Descensos modelados de niveles freáticos de agua subterránea – variantes parciales para el escenario IV

9.1.4. Escenario V – Recarga del curso superficial en la parte media del río Piura

Para el escenario V se toma en consideración el rebose al acuífero inferior en los tramos potencialmente deficitarios del curso medio del río Piura, los cuales pueden formarse en los cruces con una supuesta perturbación tectónica (Fig. 9.9.). El transcurso de los niveles freáticos modelados de agua subterránea en el centro del cono de depresión de la zona de captación está retratado en la Fig. 9.10. Los niveles

calculados para el estado actual (año 2010) y los parámetros de cada uno de los variantes están el Tab. 9.4.

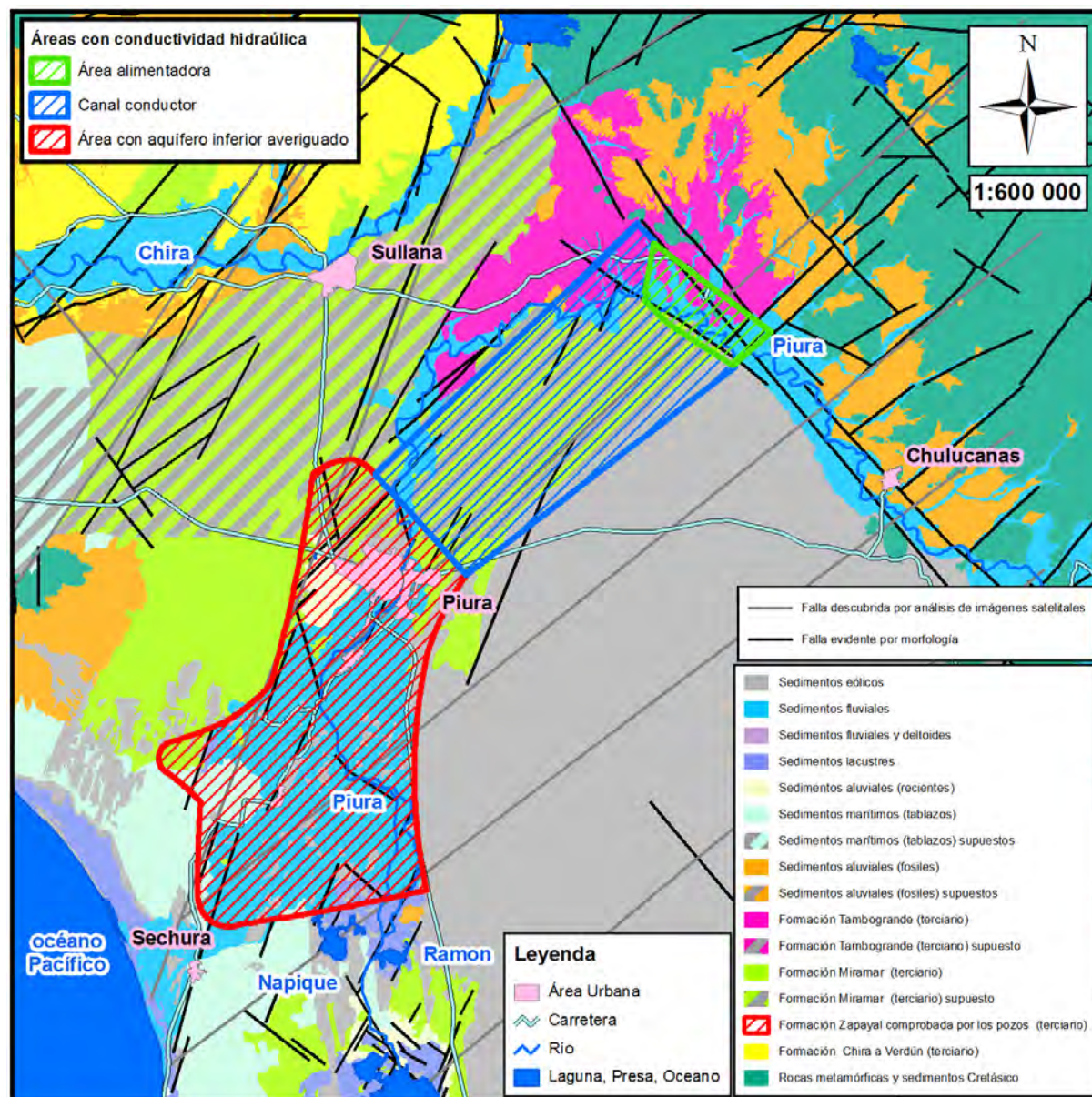


Fig. 9.9. Zonas con conductividad hidráulica – escenario V

El variante de partida V1 no se diferencia de los variantes de partida de **los escenarios I y II**. Bajo la suposición que en el cruce de las líneas tectónicas con el río Piura tiene el ambiente rocoso iguales propiedades hidráulicas como el acuífero inferior (con la conductividad hidráulica $5 \cdot 10^{-5}$ m/s) el nivel de agua subterránea en el centro del cono de depresión está al mismo nivel como en caso de los variantes de partida para **los escenarios I y II** -104.5 msnm. El aumento de conductividad hidráulica y el canal aductor con la conductividad hidráulica $1 \cdot 10^{-3}$ m/s entre la zona de captación y el río Piura causará el mismo descenso del nivel de agua subterránea

en la zona de captación (-84.3 msnm) como en analógicos variantes de **los escenarios I y II (variante V2)**. Bajo la suposición de la conductividad hidráulica 4 veces más alta en el área que se cita ($2 \cdot 10^{-4}$ m/s) en el área con el acuífero inferior comprobado por pozos y al mismo tiempo la bajo la suposición de la existencia de un canal aductor con conductividad hidráulica $1 \cdot 10^{-3}$ m/s (**variante IV3**), el nivel de agua subterránea en el centro de Piura llegará al nivel -29 msnm, el cual es igual como en caso de analógicos variantes de los escenarios anteriores.

En caso de conductancia 10 veces más alta del río Piura (**variante V4**) el nivel de agua subterránea en el centro del cono de depresión en comparación con **el variante V3** no cambiará.

Conclusiones

Los resultados del **escenario V** son iguales que los resultados del **escenario II**.

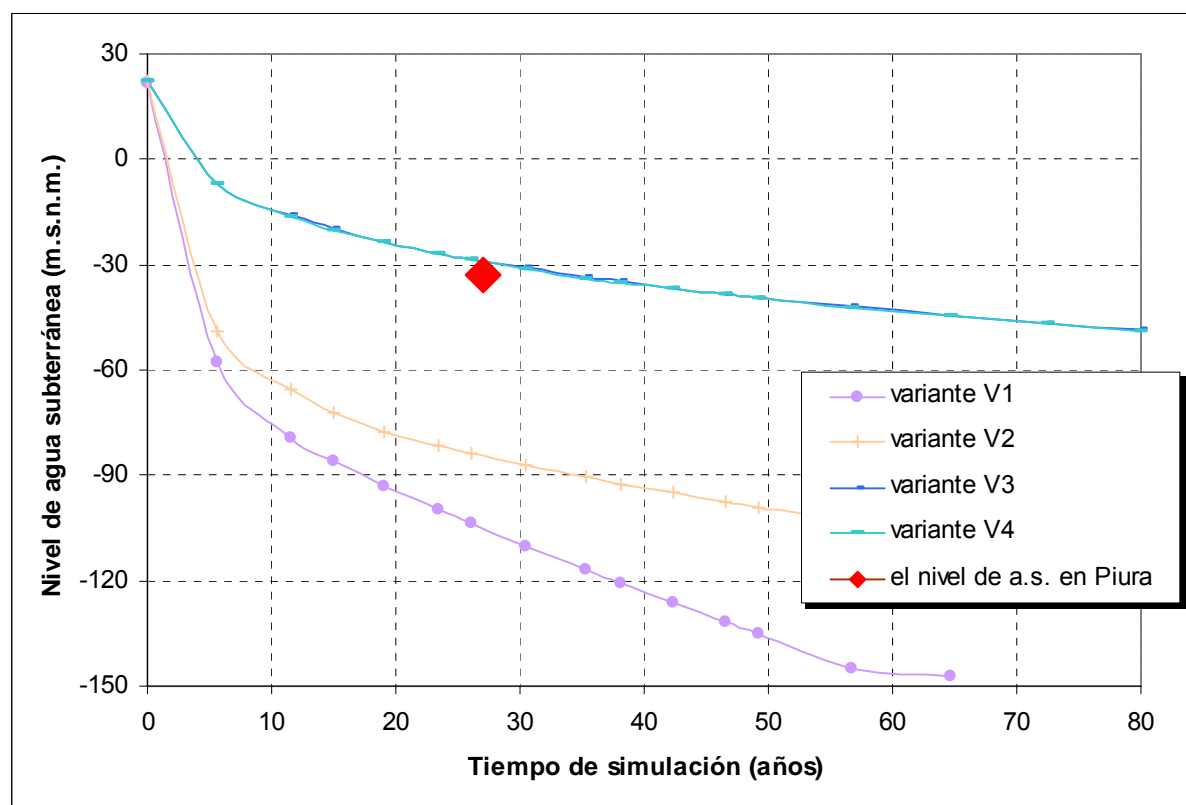


Fig. 9.10. Descensos modelados del nivel de agua subterránea – variantes parciales para el escenario V

Tab. 9.4. Descensos modelados del nivel de agua subterránea – variantes parciales para el escenario V

Variante	Conductividad hidráulica (m/s)				Coeficiente de almacenamiento		Cambio de conductancia en el río Piura	Nivel de a.s. en Piura (m.s.n.m.)
	zona de captación	canal aductor	área alimentadora	resto del acuífero	confinado (1/m)	libre (-)		
V1	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	-	-105
V2	5.E-05	1.E-03	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	-	-84.3
V3	2.E-04	1.E-03	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	-	-29
V4	2.E-04	1.E-03	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	10×más alta	-29

Escenario VI – Recarga del curso superficial en la parte baja del río Piura

Para el escenario VI se toma en consideración el rebose al acuífero inferior en los tramos potencialmente deficitarios del curso bajo del río Piura (al norte a al sur de la ciudad Piura), los cuales pueden formarse en los cruces con una supuesta perturbación tectónica (Fig. 9.11.). El transcurso de los niveles freáticos modelados de agua subterránea en el centro del cono de depresión de la zona de captación está retratado en la Fig. 9.12. Los niveles calculados para el estado actual (año 2010) y los parámetros de cada uno de los variantes están el Tab. 9.5.

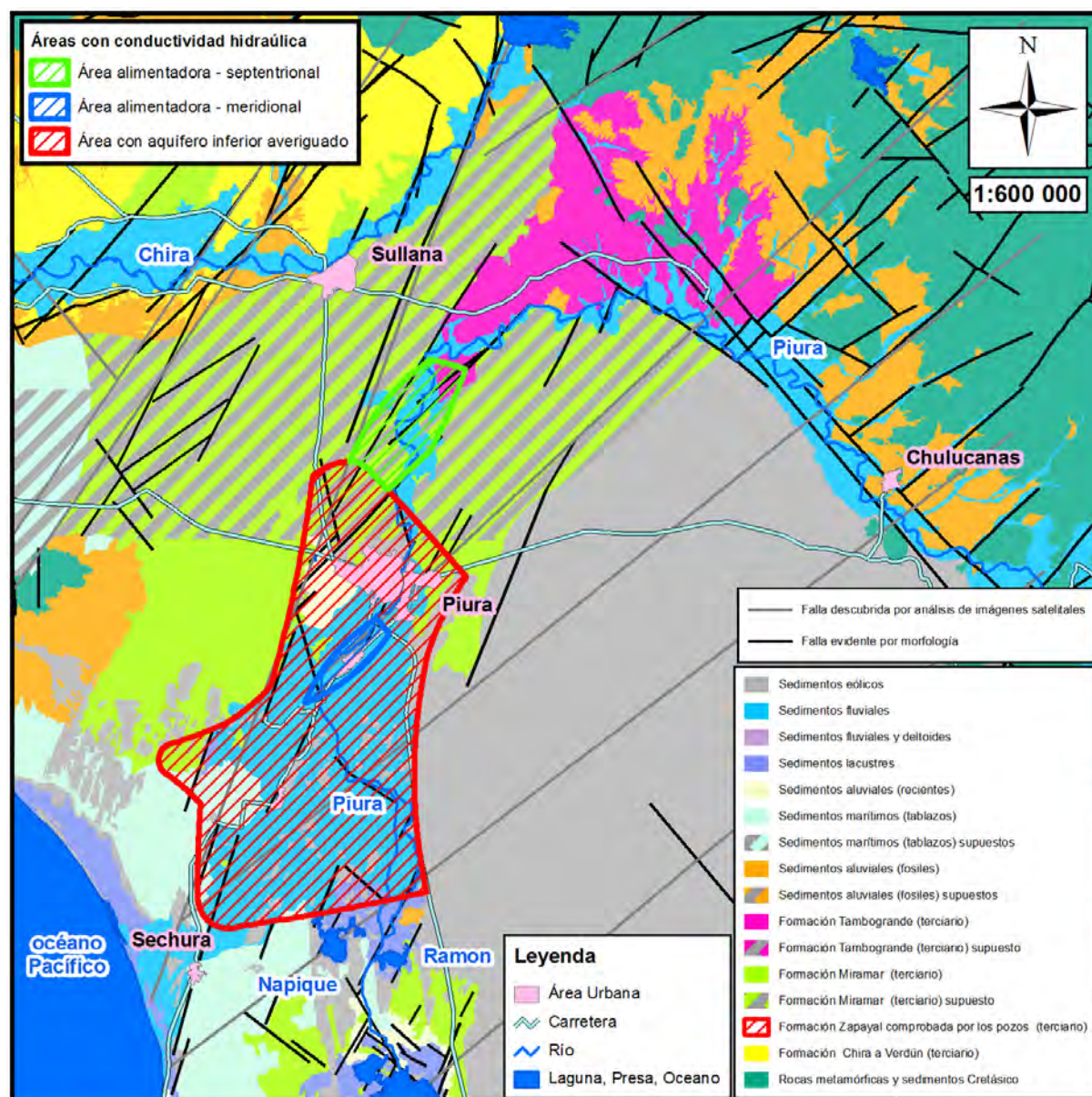


Fig. 9.11. Zonas con conductividad hidráulica – escenario VI

El variante de partida VI2 no se diferencia de los variantes de partida de los **escenarios I y II**. Bajo la suposición que en el cruce de líneas tectónicas con el río Piura (al norte de la ciudad Piura) tiene el ambiente rocoso iguales propiedades hidráulicas como el acuífero infeior (con la conductividad hidráulica $5 \cdot 10^{-5}$ m/s) el nivel de agua subterránea en el centro del cono de depresión está 8 metros más bajo que en caso de los variantes de partida para los **escenarios I y II** -96.7 msnm. El aumento de conductividad hidráulica en el área de Piura Baja a $2 \cdot 10^{-4}$ m/s, causará que el nivel de agua subterránea en el centro del cono de depresión ascenderá a -40 msnm (**variante VI1**). El aumento de conductividad hidráulica en la zona alimentadora septentrional a $1 \cdot 10^{-3}$ m/s (= conductividad hidráulica del

semiaquitardo) (**variante VI3**) casi no se notará en el cambio de niveles simulados en comparación con **el variante de partida VI2**. **El variante VI4** con conductividad hidráulica 4 veces más alta que se cita ($2 \cdot 10^{-4}$ m/s) en el área con acuífero inferior comprobado por pozos y al mismo tiempo con la conductividad hidráulica del semiaquitardo $1 \cdot 10^{-3}$ m/s coincidirá con los datos medidos.

En caso de que tomáramos en consideración también la perturbación del semiaquitardo al sur de la ciudad Piura con los mismos parámetros como en el variante VI4, el nivel de agua subterránea subiría al nivel -5 msnm (**variante VI5**). Este escenario tiene el cono de depresión de forma más cercana a las curvas de nivel hídricas medidas.

En **el variante VI6** se calcula el estado de salida y la perturbación septentrional y meridional del semiaquitardo como la zona alimentadora. El nivel de agua subterránea llegará al nivel - 63 msnm.

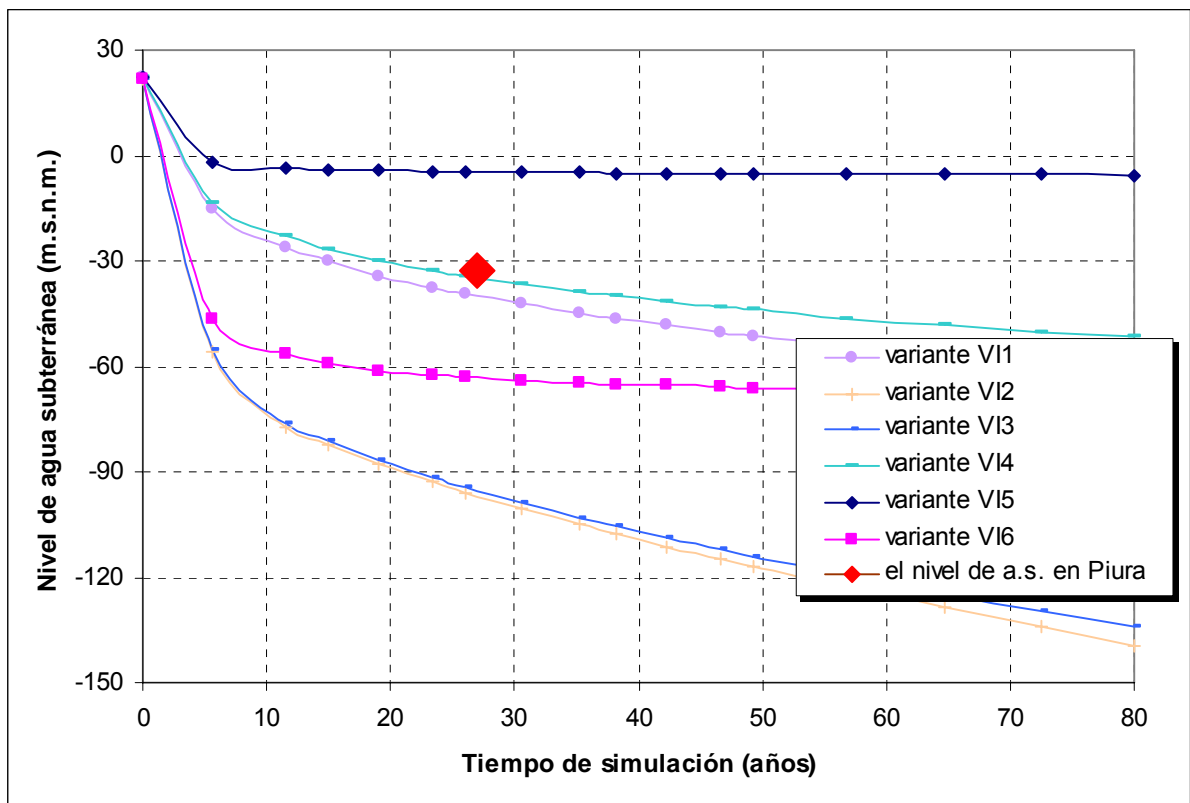


Fig. 9.12. Descensos modelados del nivel de agua subterránea – variantes parciales para el escenario VI

Tab. 9.5. Descensos modelados del nivel de agua subterránea – variantes parciales para el escenario VI

Variante	Conductividad hidráulica (m/s)				Coeficiente de almacenamiento		Recurso en Piura	Nivel de a.s. en Piura (m.s.n. m.)
	zona de captación	canal aductor	área alimentadora	resto del acuífero	confinado (1/m)	libre (-)		
VI1	2.E-04	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	septentrional	-40
VI2	5.E-05	5.E-05	5.E-05	5.E-05	0.0002	0.20	septentrional	-96.7
VI3	5.E-05	5.E-05	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	septentrional	-95.4
VI4	5.E-05	5.E-05	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	septentrional	-35
VI5	5.E-05	5.E-05	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	septentrional y meridional	-5
VI6	5.E-05	5.E-05	1.E-03	5.E-05	0.0002	0.20	septentrional y meridional	-63

Conclusiones

Los resultados del escenario VI parecen los más probables. Sin embargo, los datos y las informaciones sobre la salinidad del acuífero superior, del cual en los lugares de la perturbación puede rebosar el agua del acuífero superior al acuífero inferior, esta posibilidad de recarga del acuífero inferior prácticamente excluyen. Lo más probable parece entonces el hipótesis que la dotación surge en las líneas tectónicas que unen el fondo del río y el agua del río directamente con acuífero inferior. Así la dotación es directa y solamente poco influida o no está influida en absoluto por el agua salada del acuífero superior.

9.2. Conclusiones sumarias y plan de trabajos de investigación siguientes

Ninguno de los escenarios ofrece una evidente explicación sobre el origen de recursos de agua subterránea del acuífero inferior. La testificación de la combinación de todos los escenarios en su conjunto pierde el sentido, porque una gran cantidad de parámetros no permite testificar e identificar con claridad los resultados. A pesar de esto, la simulación de cada uno de los escenarios ofrecieron los parámetros claves que tienen mayor influencia al resultado. Primero es la conductividad hidráulica en los pozos de captación, la cual conocemos, sin embargo, la solución del modelo insinúa que la conductividad hidráulica puede ser hasta 4 veces más alta para un suficiente aflujo de agua subterránea a los pozos de captación sin tomar en consideración el recurso de agua subterránea del acuífero inferior. Por esta razón es conveniente hacer en caso de un pozo nuevo una prueba de bombeo, observar continuamente los pozos en los alrededores y derivar los valores representativos de

conductividad hidráulica y sobre todo del coeficiente de almacenamiento, el cual puede ser el parámetro más importante.

Un valor desconocido que tiene influencia a los resultados es la geometría y la extensión del acuífero. Por eso es importante unificar todos los conocimientos obtenidos de los trabajos geológicos y crear un modelo geológico de los sedimentos terciarios, sobre todo a los bordes de la cuenca.

Una gran ayuda para averiguar los resultados de los escenarios IV hasta VI es el método de mediciones sucesivas del caudal en estado de cursos con poca agua, donde se puede comprobar la existencia y el tamaño de las pérdidas del curso y apoyar o rechazar la concepción de recursos naturales de agua subterránea del acuífero inferior de los escenarios IV hasta VI (más en el Cap. 9.2.2).

Una mejor idea del régimen de aguas subterráneas del acuífero inferior se puede obtener por medio del análisis regional de 3 indicadores – volumen de bombeo, el nivel de agua en los pozos bombeados o observados y la conductividad en un periodo más largo posible y en todos los pozos. La comparación sincrónica de los niveles y de la conductividad con el bombeo, el cual es probablemente causa de sus mayores cambios, permitirá entender el comportamiento del sistema y de los alrededores más amplios de la zona de captación y predecir los cambios en el futuro. Un instrumento económicamente accesible para encontrar el recurso real de agua subterránea es la datación de la edad de agua subterránea. La edad de agua subterránea en los pozos bombeados y observados puede suministrar los tiempos medios de residencia de agua subterránea en el ambiente rocoso y descubrir la localización del recurso de agua subterránea. Para el estudio del tiempo medio de residencia se utiliza con mayor frecuencia ^{18}O , ^2H para el tiempo medio de residencia cortos en régimen de meses hasta los primeros años. El tritio, los freones y SF_6 para el tiempo de residencia medios en régimen de años hasta decenas de años y radiocarbono para los tiempos medios de residencia en régimen de miles hasta diez miles de años (Bruthans 2009) (más Cap. 9.2.1). El acuífero inferior contendrá según el escenario I – „Vaciamientos de las reservas estáticas“ aguas „viejas“. El adicionamiento de agua subterránea del acuífero inferior en el escenario VI más probable podemos comprobar por medio de la presencia de los freones (Tab. 9.6.).

Tab. 9.7. Proposición del uso de trazadores y del método de medición sucesiva del caudal

Escenario	Distancia del recurso	Tiempo de residencia	Freones	Tritio	Radiocarbono	Mediciones sucesivas del caudal
	km	años				
Escenario I	60	400 - 4000	✗	✗	✓	✗
Escenario II	60	400 - 4000	✗	✗	✓	✗
Escenario III	28	50 - 500	✓	✓	✓	✗
Escenario IV	40	200 - 2000	✗	✗	✓	✓
Escenario V	42	200 - 2000	✗	✗	✓	✓
Escenario VI	8	8 - 80	✓	✓	✗	✓

9.2.1. Descripción detallada del uso de los trazadores

El método de la determinación de edad de agua subterránea fue adaptada según Bruthans (2009).

Los trazadores naturales llegan al ambiente observado (en este caso al agua subterránea) de forma natural (Maloszewski y Zuber 1996). Ésto, sin embargo, no excluye el origen parcialmente o totalmente artificial (freones). Un trazador ideal es una sustancia que se comporta en el sistema observado igual como el material trazado (por ejemplo. agua subterránea) y al mismo tiempo tiene una propiedad que lo distingüe del material trazado (Maloszewski y Zuber 1996).

Los trazadores naturales llegan al ambiente dispersamente a través de toda la superficie junto con el agua de las precipitaciones. Con su ayuda se puede estimar el tiempo medio de residencia del agua que afluye de toda la superficie de la cuenca. El tritio, los freones y SF₆ se usan para el ajuste de tiempo medio de residencia en régimen de años hasta decenas de años y el radiocarbono para el tiempo medio de residencia en régimen de miles hasta decenas de miles de años (Tykva y Berg 2004).

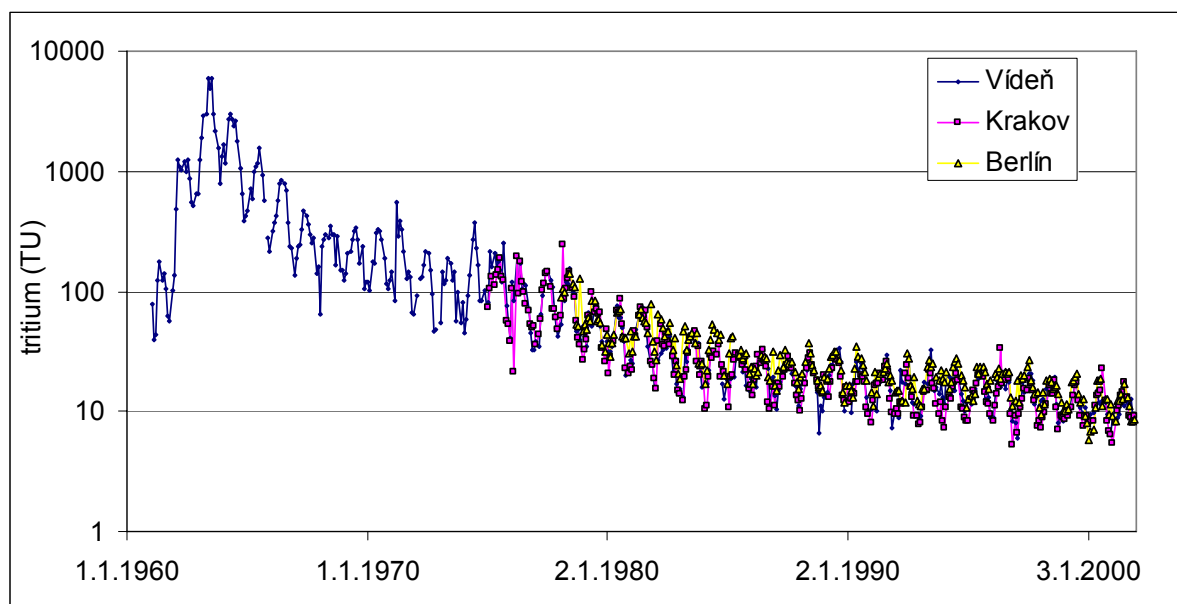


Fig. 9.13. Contenido del tritio en la suma mensual ponderada de las precipitaciones de las estaciones alrededor de la República Checa. Es obvio, que los transcurso del contenido de tritio acusan considerable concordancia (IAEA/WMO 2008).

Tritio (^3H)

El tritio (^3H) es el radioisótopo de hidrógeno con el periodo de semidesintegración 12,43 años (IAEA/WMO 2008). El tritio está contenido directamente en la molécula de agua, así que es un trazador adecuado para la observación de su movimiento en el ambiente rocoso. Solamente en algunos ambientes fracturados con doble porosidad el tritio puede difundir en la matriz de la roca, por eso el tritio expande más lento que el agua en las fracturas. La concentración del tritio se cita en unidades de tritio (TU; 1 unidad de tritio = 1 átomo de tritio en 10^{18} átomos de hidrógeno normal = la actividad de agua $0,118 \text{ Bq.l}^{-1}$). El tritio se forma en la atmósfera durante la reacción de isótopo de nitrógeno ^{14}N con neutrones. Después de la oxidación cuando se forma el agua, el tritio se integra al ciclo hidrológico. La concentración natural de tritio en las precipitaciones antes del año 1950 fueron en unidades de TU. A finales de los 50 y a principios de los 60 en consecuencia de los experimentos termonucleares aumentó la concentración del tritio en la atmósfera por encima del nivel natural. En consecuencia de estos experimentos llegaron las concentraciones de tritio en las precipitaciones en Europa Central al máximo de hasta 5 950 TU en julio 1963 (Fig. 9.13.). Después del año 1963 las concentraciones de tritio empezaron a descender y llegaron en 1973 en el hemisferio septentrional al valor

entre 30 hasta 50 TU. El tritio contenido en el agua subterránea en la actualidad es entonces principalmente de origen antropogénico.

Para el estudio del periodo medio de residencia del contenido de tritio existen algunos métodos. El método más utilizado en los estudios hidrológicos está basado en la observación del desarrollo del contenido de tritio en el tiempo (Kendall y McDonnell 1998). Las aguas de diferentes periodos medios de residencia demuestran diferentes transcurso de concentración de tritio dependiendo del tiempo. La aplicabilidad de este método disminuyó desde los finales de los 90.

El transcurso de la concentración de tritio en las precipitaciones se puede ajustar con la desintegración desde la infiltración hasta la actualidad. Así se puede determinar que la concentración de tritio actual correspondería a diferentes años de infiltración. Desde 1980 hasta la actualidad la concentración después del ajuste con la desintegración fluctúa entre 6–9 TU. El promedio de los veinte años 1960–1980 es mucho más alto, alrededor de 40–46 TU (según la relación infiltración verano/invierno; la cual se tomó en consideración en extensión amplia: 0,3:1 hasta 1:1). Las aguas de los años 50 y más antiguas se acrecan a 0 TU

El contenido por encima de 9 TU significa entonces un aditivo de agua de los 70 y 60. Por el contrario la actividad por debajo de 6 TU significa aditivo de agua infiltrada antes de 1950.

Freones 11, 12, 113

Los clorofluorocarbonos (freones) son compuestos estables, sintéticos y orgánicos que se empezaron a producir en los años treinta como sustitución segura de NH_3 y SO_2 para los aparatos refrigerantes. Para la datación de las aguas subterráneas se utilizan las tres siguientes sustancias: freón 11 (CFCl_3), freón 12 (CF_2Cl_2) y freón 113 ($\text{C}_2\text{H}_2\text{F}_3\text{Cl}_3$); Plummer y el col. (1998b). La producción del freón 12 empezó en 1931, la producción del freón 11 en 1936. Los freones son incombustibles, incorrosibles, inexplosivos y casi intóxicos. Gracias a sus propiedades fueron utilizados en diferentes sectores industriales. Los freones 11 y 12 se utilizaron como medio refrigerante y portador en los sprays, etc. El freón 113 se utilizó primero en la electrónica para la producción de semiconductores y para el limpiamiento de circuitos microelectrónicos. Bajo condiciones naturales en la superficie de Tierra son gases.

La delitescencia de los freones a la atmósfera y su unificación al ciclo hidrológico siguió en menos que un año después de su producción excepto los aparatos refrigerantes donde el tiempo promedio se estima de unos 10 años (Midgley y Fisher 1993). La concentración de estas sustancias empezó a subir en la atmósfera después del año 1940 (Busenberg y Plummer 1992; Fig. 9.14.).

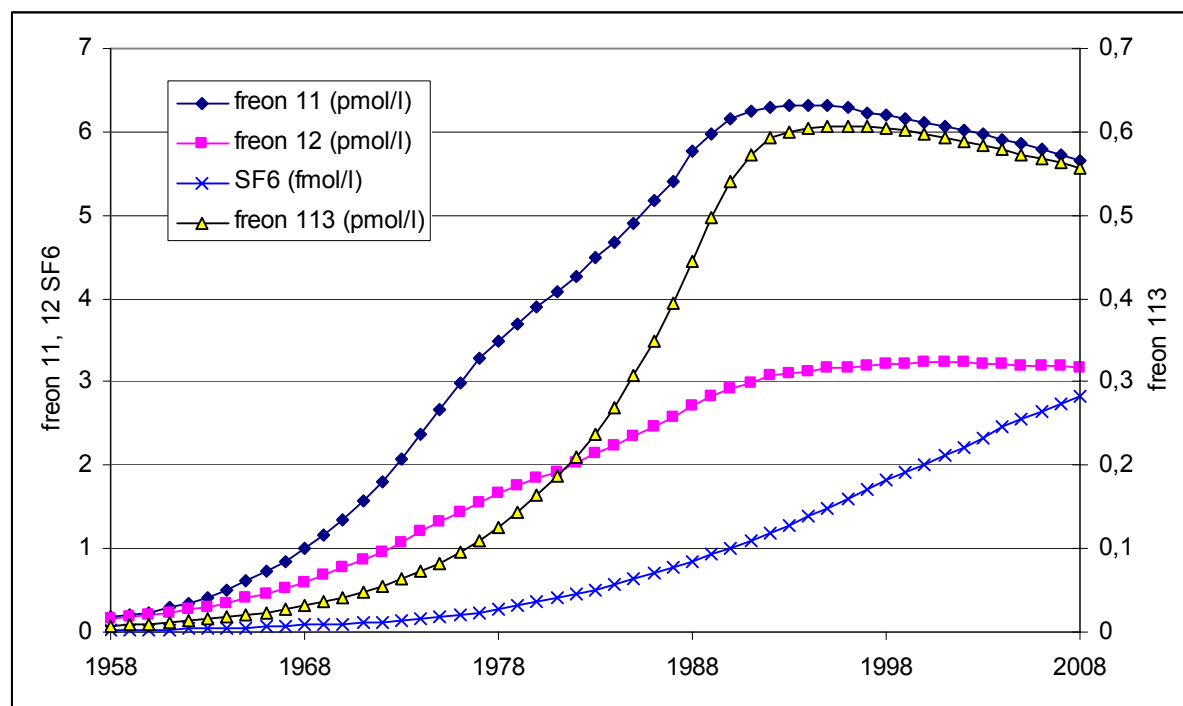


Fig. 9.14. Contenidos de freones 11, 12, 113 y SF6 en agua infiltrada para 400 msnm y 7,5 °C).

El aumento rápido se paró a finales de los 90 cuando su concentración empezó a disminuir paulatinamente gracias a la prohibición de su producción en 1996 (Plummer y col. 1998b). Los periodos de semidesintegración en la atmósfera son para freón 11 45 ± 7 años, para freón 12 87 ± 17 años y para freón 113 100 ± 32 años (Volk y col. 1997). El contenido de freones en la atmósfera demuestra una pequeña variabilidad espacial. Las diferencias en las concentraciones en Irlanda, Oregon (USA), Barbados, en Samoa y Tasmania no exceden 10 % (Cunnold y col. 1994). Sin embargo, existen localmente elevadas concentraciones alrededor de grandes ciudades y aglomeraciones industriales (Oster y col. 1996). La concentración de freones en el tiempo se puede obtener de las bases de datos en internet como la OCMIP (2000) y NOAA (www.cmdl.noaa.gov; y http://cdiac.ornl.gov/ftp/ale_gage_Agage/AGAGE/gc-md/).

El método de calculación del tiempo medio de residencia de agua según el contenido de freones está basada en la suposición que el agua infiltrada está en equilibrio con el aire troposférico. El tiempo medio de residencia de agua subterránea derivado de la medición del contenido de freones en el agua corresponde al tiempo transcurrido desde el tiempo cuando el agua nuevamente infiltrada alcanzó el nivel de agua subterránea y así se aisló de la atmósfera terrestre. En las aguas subterráneas no sucede el intercambio de los gases con la atmósfera terrestre porque los coeficientes de difusión molecular de los gases son 5 veces más bajos en agua que en el aire terrestre (Oster y col. 1996).

SF₆ (fluoruro de plata)

Después de que empezaron a bajar las concentraciones de freones empezaron a buscarse nuevos trazadores, que podrían reemplazar los freones en el futuro. Tal trazador es SF₆ (fluoruro de plata). Este método es relativamente nuevo y se utilizó la última vez hace 10 años (Busenberg y Plummer 1997), su uso más abundante empezó, sin embargo primero en los últimos años (por ejemplo Bauer y col. 2001; Zoellman y col. 2001b).

La producción industrial de SF₆ empezó en 1953. SF₆ se usa como medio gaseoso para las distribuidoras eléctricas, de las cuales se desprende a la atmósfera. Se trata de una sustancia extremadamente estable que se acumula rápidamente en la atmósfera (Fig. 9.14.). Para los detalles de los métodos véase Busenberg y Plummer (1992), Dunkle y col. (1993) y Oster y col. (1996).

Radiocarbono (¹⁴C)

El radiocarbono (¹⁴C) es radioisótopo con el periodo de semidesintegración 5730 años (Godwin, 1962). En comparación con el isótopo de tritio radiocarbono no está presente en el agua como parte de su molécula, pero forma parte de las moléculas de sustancias disueltas en agua (sobre todo de los iones HCO₃⁻). Análogicamente como el tritio se produce en la atmósfera durante la reacción de los isótopos de nitrógeno ¹⁴N con neutrones.

Después de la creación en la atmósfera el carbono se oxida a CO₂, por medio de la asimilación entra a las plantas, y de las plantas a los organismos y forma parte del ciclo biológico. Después de la mortificación de los organismos llega a la tierra y por medio de la desintegración de masa orgánica y por medio de la actividad de raíces

de plantas llega al CO₂ terrestre. CO₂ de la atmósfera terrestre se disuelve en agua subterránea y a continuación toma parte en los procesos geoquímicos en la parte subterránea del ciclo hidrogeológico.

En cuanto se infiltra el agua al acuífero y ya no está en contacto con la atmósfera, el carbono ¹⁴C se desintegra paulatinamente y su participación en comparación con el carbono estable (¹²C) disminuye. Se supone que este cociente (¹⁴C/¹²C) fue constante en la atmósfera durante decenas de años.

Agua subterránea que contiene CO₂ con átomos ¹⁴C disuelve en las rocas CaCO₃, el cual no contiene ¹⁴C. Al agua subterránea llega entonces carbono inactivo de los carbonatos sin ¹⁴C junto con el carbono activo del CO₂. La actividad de radiocarbono resultante de los hidrogenocarbonatos del agua subterránea actual es entonces más baja que la actividad de las muestras orgánicas actuales.

En caso de datación de agua subterránea hay que corregir este estándar actual con el coeficiente $c < 1$. Según los resultados de muchas mediciones (Vogel, 1967, 1970) es la concentración ¹⁴C en agua subterránea recientemente creada:

- generalmente alrededor de 85 % de la actividad mundial standardizada
- en las rocas de carbonato de las áreas cársticas un poco más baja (60 hasta 70 %)
- en áreas de rocas cristalínicas más alta (90 hasta 100 %) (Geyh, 1972).

La datación por radiocarbono ¹⁴C se utiliza para la datación de aguas muy antiguas - de miles años.

9.2.2. Delimitación de tramos potencialmente deficitarios

Con el método de mediciones sucesivas del caudal se pueden delimitar bien los tramos gananciales, deficitarios e indiferentes de agua los cursos y obtener así resumen de la comunicación hidráulica entre el agua subterránea y superficial.

Las mediciones se hacen generalmente en estado de aportaciones bajas después de un periodo sin precipitaciones, cuando las aportaciones en los cursos superficiales están absolutamente o en su mayor parte formados por desagüe subterráneo.

Los perfiles medidos se tienen que elegir con miras a la morfología del territorio, condiciones de gradiente, en las partes donde se pasa de una estructura geológica a otra, en partes de conocidas o supuestas líneas tectónicas, en perfiles de demostradas o esperadas pérdidas del nivel de agua de los cursos por medio del

bombeo de agua subterráneas etc. La medición se hace en el lecho principal inclusive todas las mediciones de todos los afluentes más importantes y desagües al sistema de irrigación. Para controlarla se recomienda en cada perfil medido medir la temperatura y la conductividad.

Las mediciones mencionadas se llevaron a cabo generalmente bajo condiciones de desagüe equilibrados durante un día y durante el control repetido del nivel de agua en la estación hidrométrica o en control hidrométrica.

Una situación sinóptica de la situación de los tramos recomendados para la medición hidrogeológica está retratada en la Fig. 9.15.

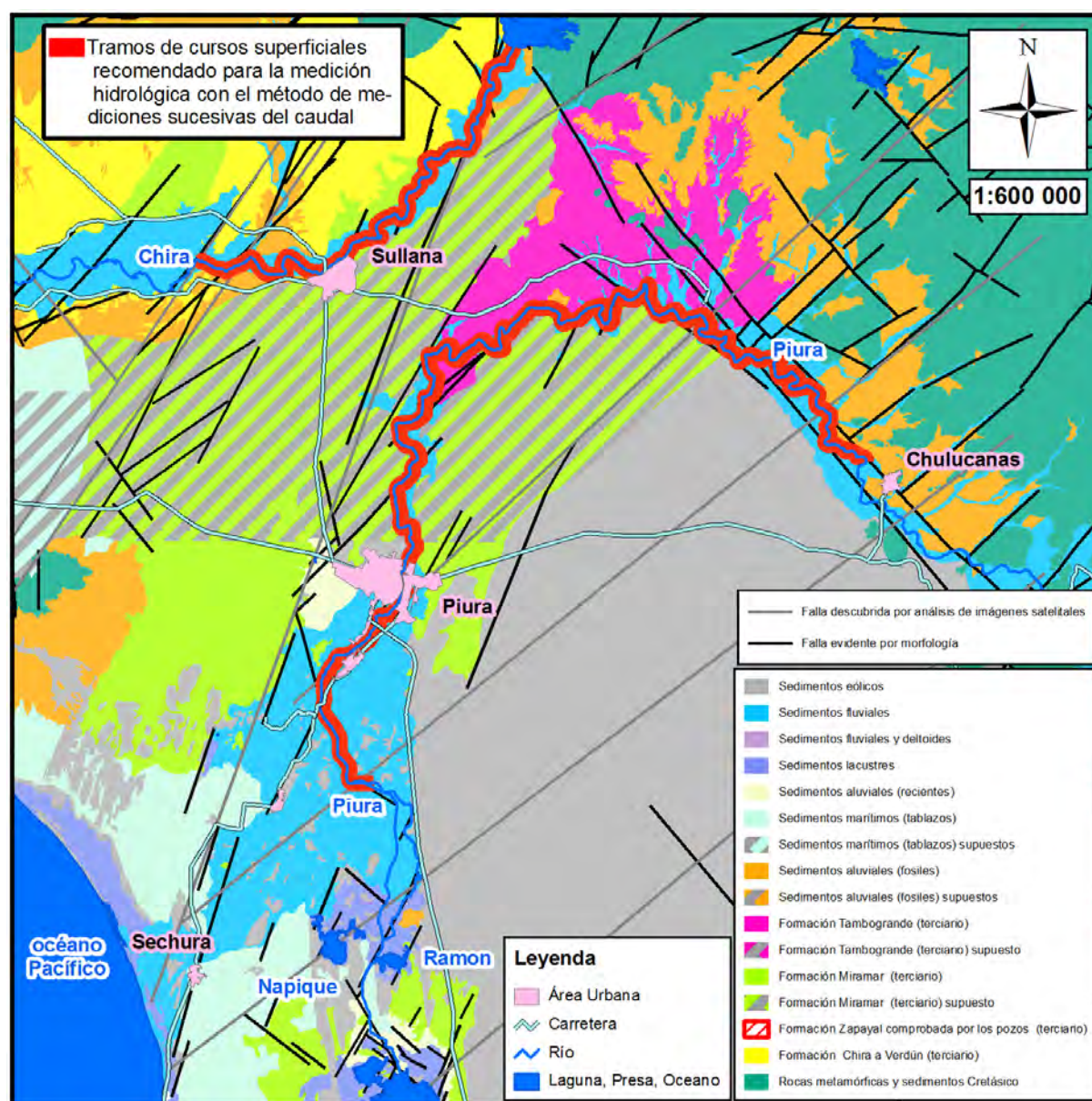


Fig. 9.15. Tramos de cursos superficiales recomendados para la medición hidrogeológica con el método de mediciones sucesivas del caudal.

9.2.3. Plan de nuevos recursos

La localización de nuevos pozos de captación parece previamente más adecuada, según el análisis de los escenarios modelados, en el área al norte de Piura, donde se puede suponer el aflujo de agua subterránea a la zona de captación según 4 escenarios (otros 2 son de pequeña importancia). El primer paso debería de ser un pozo de monitoreo para averiguar el nivel de agua subterránea, la calidad del agua y los parámetros hidráulicos (inclusive una larga prueba de bombeo con observación continual al borde nororiental de la zona de captación en la ciudad Piura) y la estimación del origen del recurso de agua subterránea del acuífero inferior a base del análisis antemencionado de datos, mediciones hidrológicas y datación de la edad de agua subterránea. A continuación tiene que seguir la apreciación modelada de la influencia de nuevo bombeo a los pozos actuales. Una gran ventaja representa el hecho de que el agua puede llevarse a la ciudad Piura por la gravitación.

10. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El área del desierto de Sechura representa un sistema natural único, en el cual se combinan numerosos procesos exógenos con la actividad tectónica del borde continental. El principal objetivo de este proyecto fue la evaluación de vulnerabilidad de la parte económicamente más importante de este área, de la parte baja y media de la cuenca del río Piura y la parte baja de la cuenca del río Chira, desde el punto de vista de los riesgos naturales que están relacionados con las condiciones exodinámicas e hidrogeológicas del área. Para obtener los resultados se utilizaron los métodos y procesos de documentación e investigación geomorfológica, geológica e hidrológica. Cada uno de los mapas que representan el acceso más importante del proyecto debería de servir como una base fundamental para el planeamiento territorial y como datos primarios para un análisis de riesgos detallado antes de empezar cualquier proyecto de inversión. Estos datos forman al mismo tiempo una importante base para proyectos enfocados a la protección de la naturaleza.

Los riesgos de origen exodinámico que influyen en el desarrollo y el aprovechamiento del área estudiada fueron divididos en cinco grupos: 1) procesos aluviales, 2) actividad marina, 3) actividad eólica, 4) salinización y 5) movimientos de ladera. La mayor influencia al aprovechamiento del área tienen sin duda los procesos aluviales relacionados con altas precipitaciones durante cada uno de los episodios del fenómeno El Niño. El mayor riesgo para dicha área representa con miras a su carácter el sistema del río Piura. De los resultados del proyecto se pueden deducir algunas recomendaciones básicas relacionadas con el siguiente desarrollo del área.

La principal presuposición para la eliminación de la influencia de estos riesgos al desarrollo social y económico es respetar los procesos naturales que causan estos riesgos. Hay que tener en cuenta que cualquier intervención en el sistema fluvial causará una adecuada reacción a menudo con impacto indeseable. Antes de cada intervención técnica en el desarrollo del río hay que hacer un estudio de posibles impactos tanto para el proyecto planeado como para el siguiente desarrollo del sistema afectado..

Todas las construcciones directamente relacionadas con el lecho tienen que proyectarse para más de 100 % del caudal máximo. Una limitación del curso en su desarrollo natural es solamente una solución del problema a corto plazo. Por ejemplo la construcción de diques contra inundaciones tiene gran importancia para la protección de viviendas, de infraestructura y de las áreas agrícolas, pero al mismo tiempo aumenta el riesgo potencial. En caso del rompimiento de estos diques o en caso de su derrame se concentra el impacto de la ola inundante en un territorio más pequeño, sin embargo, con mayor consecuencia. En tal caso los diques también limitan el regreso de las aguas inundantes al lecho lo que tiene como consecuencia la creación de lagunas sin desagüe. Para eliminar el rompimiento o derrame incontrolado sería adecuado construir unos aliviaderos (aliviadero de emergencia),

por medio de los cuales se podrían producir inundaciones reguladas en caso del traspaso de la capacidad entre los diques. El baracamiento del curso entre los diques también influye la distribución de los sedimentos, lo que se puede demostrar por una elevada agradación de sedimentos entre los diques y por el aumento de la aportación de sedimentos en un espacio limitado (por ejemplo el lago San Ramón). A pesar de que no es posible mantener la misma capacidad del lecho a largo plazo por medio del limpiamiento en toda su longitud, es necesario remover los depósitos sedimentarios cerca de los puentes, donde la disminución de la capacidad del lecho puede causar la destrucción de toda la construcción.

Las condiciones hidrogeológicas del área estudiada están definidas por la estructura geológica y por la aridez del clima. Las reservas más importantes de agua subterránea en el área estudiada están relacionadas con los sedimentos terciarios que rellenan la estructura complicada de la cuenca. En la parte baja y media de la cuenca del río Piura se encuentran dos colectores en las posiciones superiores del manto, el colector inferior con el nivel freático de agua generalmente artesiano y el colector superior con el nivel freático de agua libre. El agua subterránea del colector superior, sin embargo, no se puede aprovechar por el alto contenido de sustancias disueltas. El flujo de agua en ambos colectores está acentuadamente influido por el rebosamiento vertical entre cada uno de los colectores a lo largo de las estructuras tectónicas que pueden comportarse como un camino preferencial (o drenaje) o como barreras hidráulicas.

El recurso y el origen de estas aguas subterráneas no fue conocido hasta ahora. Por eso se formaron 6 escenarios de la manera de dotación de agua subterránea del colector inferior. El escenario más probable cuenta con el rebosamiento de agua superficial del río Piura al colector inferior a lo largo de las estructuras tectónicas en el cruce con el lecho que unen de tal manera el fondo del río directamente con el colector inferior.

A base de los escenarios tratados parece como el territorio adecuado para la busca de nuevos recursos de agua subterránea la zona hacia noreste de la ciudad Piura, donde se puede suponer un aflujo de agua subterránea a la zona de captación.

En caso de creación de nuevos pozos y sondas es entonces necesario para averiguar exactamente las condiciones hidrogeológicas una prueba de bombeo a largo plazo, observar continuamente los pozos en los alrededores y derivar los valores representativos de la conductividad hidráulica y sobre todo del coeficiente de almacenamiento del ambiente. Por el método de sucesivas mediciones del caudal obtener una vista general de la comunicación hidráulica entre el agua superficial y subterránea.

11. REFERENCIAS

- Arias, A. (1970): A measure of earthquake intensity. – Seismic Design for Nuclear Power Plants, Hansen, R., *MIT Press*, Cambridge, Massachusetts, 438–483.
- Barazangi, M., Isacks, B.L. (1976): Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4, 686–692.
- Bauer, S., Fulda, C., Schäfer, W. (2001): A multi-tracer study in shallow aquifer using age dating tracers ^3H , ^{85}Kr , CFC-113 and SF₆ – indication for retarded transport of CFC-113. *Journal of Hydrology*, 248, 14–34.
- Berger, W.H. (1999): The 100-kyr ice-age cycle: internal oscillation or inclinational forcing? *International Journal of Earth Sciences*, 88, 305–316.
- Bishop, M., P., Shroder, P. (2004): Geographic Information Science and Mountain. Geomorphology. Springer-Verlag. Berlín.
- Bologaro-Crevenna, A., Torres-Rodríguez, V., Sorani, V., Frame, D., Ortiz, M., A., (2005): Geomorphometric analysis for characterizing landforms in Morelos State, Mexico. *Geomorphology*, 67, 407–422.
- Bosworth, T.O., Ed. (1922): *Geology of the Tertiary and Quaternary Periods in the Northwest part of Peru*. 434 pp., MacMillan, New York.
- Bourgeois, J., Bigot-Cormier, F., Bourles, D., Braucher, R., Dauteuil, O., Witt, C., Michaud, F. (2007): Tectonic record of strain buildup and abrupt coseismic stress release across the northwestern Peru coastal plain, shelf, and continental slope during the past 200 kyr. *Journal of Geophysical Research*, 112, B04104.
- Brice, J.C. (1964): Channel patterns and terraces of the Loup River in Nebraska. *U.S. Geological Survey Prof. Paper 422-D*, 41 p.
- Bruthans, J. (2009): Doba zdržení a chemizmus vody v Žitavské pánvi. In: Skořepa et al. *Hydrogeologický monitoring a posouzení pohybu podzemních vod na hranicích Polské, Německé a České republiky v povodí toků horní Ploučnice, Nisy a Smědé*. AQUATEST a.s., Praha.
- Bu, X., Warner, M.J. (1995): Solubility of chlorofluorocarbon 113 in water and seawater. *Deep-Sea Research*, 42, 1151–1161.
- Busenberg, E., Plummer, L.N. (1992): Use of chlorofluorocarbons (CCl₃F and CCl₂F₂) as hydrologic tracers and age-dating tools: Example-The alluvium and terrace system of central Oklahoma. *Water Resources Research*, 28, 2257–2284.
- Caldas, J., Palacios, O., Pecho, V., Vela, C. (1980): Geología de los cuadrangulos de San Juan, Acari, y Yauca. *Boletín del Instituto Geológico, Minero, y Metalúrgico*, 32, 78 pp., Lima.
- Cantalamessa, G., Di Celma, C. (2004): Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí, Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 633–648.
- Carozzi, A.V., Palomino, J.R. (1993): The Talara forearc basin: depositional models of oil-producing Cenozoic clastic systems. *Journal of Petroleum Geology*, 16, 5–32.
- Cunnold, D.M., Fraser, P.J., Weiss, R.F., Prin, R.G., Simmons, P. G., Miller, B.R., Alyea, F.N., Ceawford, A.J. (1994): Global trends and annual releases of CCl₃F and CCl₂F₂ estimated from ALE/GAGE and other measurements from July 1978 to June 1991. *Journal of Geophysical Research*, 99, 1107–1126.

- Daly, R.A. (1934): *The Changing World of the Ice Age*. Yale University Press, New Haven.
- DeVries, T.J. (1988): The geology of late Cenozoic marine terraces (tablazos) in northwestern Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 121–136.
- Dorbath, L., Cisternas, A., Dorbath, C. (1990): Assessment of the size and large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80, 551–576.
- Dunbar, R.B., Marty, R.C., Baker, P.A. (1990): Cenozoic marine sedimentation on the Sechura and Pisco basins, Peru. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 77, 235–261.
- Dunkle, S.A., Plummer, L.N., Busenberg, E., Phillips, P.J., Denver, J.M., Hamilton, P.A., Michel, R.L., Coplen, T.B. (1993): Chlorofluorocarbons (CCl₃F and CCl₂F₂) as dating tools and hydrologic tracers in shallow ground water of the Delmarva Peninsula, Atlantic Coastal Plain, United States. *Water Resources Research*, 29, 3837–3860.
- Fildani, A., Hanson, A.D., Chen, Z., Moldowan, M.J., Graham, S.A., Arriola, P.R. (2005): Talara basin petroleum system: geochemical characteristics of oils and correlation with possible source rocks from NW Peru. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 89, 1519–1545.
- Fildani, A., Hessler, A.M., Graham, S.A. (2008): Trench-forearc interactions reflected in the sedimentary fill of Talara basin, northwest Peru. *Basin Research*, 20, 305–331.
- Garver, J.I., Reiners, P.W., Walker, L.J., Ramage, J.M., Perry, S.E. (2005): Implications for timing of Andean uplift from thermal resetting of radiation-damaged zircon in the Cordillera Huayhuash, northern Peru. *The Journal of Geology*, 113, 117–138.
- Gutenberg, B., Richter C. F. (1956): Magnitude and energy of earthquakes. *Annali di Geofisica*, 9, 1–15.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, 235, 1156–1167.
- Harbaugh, A.W., McDonald, M.G. (1996): User's documentation for MODFLOW-96, an update to the USGS modular finite-difference ground-water flow model. Open-File Report 96-485 USGS.
- Hasegawa, A., Sacks, I.S. (1981): Subduction of the Nazca Plate beneath Peru as determined from seismic observations. *Journal of Geophysical Research*, 86, 4971–4980.
- Huertes, L. (1999): La costa peruana vista a través de Sechura. Prom Perú. Lima.
- Hulla, J., Cábél, J. (1997): Analýza kritérií pre filtračnú stabilitu. *Inženiárske stavby*, 45, 4–5.
- Cheney, T.M., McClellan, G.H., Montgomery, E.S. (1979): Sechura Phosphate Deposits, Their Stratigraphy, Origin, and Composition. *Economic Geology*, 74, 232–259.
- Chew, D.M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A., Mišković, A. (2007): U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 119, 697–711.

- IAEA/WMO (2008): Global Network of Isotopes in Precipitation. *The GNIP Database*. Accessible at: <http://isohis.iaea.org>.
- Jacques, J.M. (2003): A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins: inferences on the position of South American intraplate accommodation zones and their control on South Atlantic opening. *Journal of the Geological Society, London*, 160, 703–717.
- Jaillard, E., Laubacher, G., Bengtson, P., Dhondt, A.V., Bulot, L.G. (1999): Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of the southwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 61–68.
- Kendall, C., McDonnell, J.J. (1998): *Isotope tracers in catchment hydrology*. 803 p., Elsevier.
- Koutavas, A., deMenocal, P.B., Olive, G.C., Lynch-Stieglitz, J. (2006): Mid-Holocene El Niño–Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments. *Geology*, 34, 993–996.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. (2007): Plio–Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. *Quaternary Science Reviews*, 26, 56–69.
- Macharé, J., Ortlieb, L. (1992): Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. *Tectonophysics*, 205, 97–108.
- Macharé, J., Ortlieb, L. (1993): Coastal neotectonics in Peru: Subduction regime and Quaternary vertical motions. *Second ISAG*, 107–110, Oxford.
- Makaske, B. (2001): Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews*, 53, 149–196.
- Maloszewski, P., Zuber, A. (1996): Lumped parameter models for interpretation of environmental tracer data. In: *Manual on mathematical models in isotope hydrology*. IAEA-TECDOC-910: 9–59. International Atomic Energy Agency, Wien
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., Bailey, T.R. (2001). Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3. Best-fit line to the marine Sr-isotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *Journal of Geology*, 109, 155–169.
- Midgley, P.M., Fisher, D.A. (1993): Production and release to the atmosphere of chlorodifluoromethane (HCFC-22). *Atmospheric Environment*, 27, 2215–2223.
- Mourier, T., Laj, C., Megard, F., Roperch, P., Mitouard, P., Farfan Medrano, A. (1988): An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 88, 182–192.
- Muller, R.D., Sdrolinas, M., Gaina, C., Roest, W.R. (2008): Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q04006
- Ortlieb, L., Macharé, J. (1993): Former El Niño events: Records from western South-America. *Global and Planetary Change*, 7, 181–202.
- Ortlieb, L., Fournier, M., Macharé, J. (1995): Beach Ridges and Major Late Holocene El Niño Events in Northern Peru. *Journal of Coastal Research*, 17, 109–117.
- Orton, G.J. and Reading, H.G. (1993): Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, 475–512.

- Oster, H., Sonntag, C., Münnich, K.O. (1996): Groundwater age dating with chlorofluorocarbons. *Water Resources Research*, 32, 2989–3001.
- Picard, D., Sempere, T., Plantard, O. (2008): Direction and timing of uplifted propagation in the Peruvian Andes deduced from molecular phylogenetics of highland biotaxa. *Earth and Planetary Science Letters*, 271, 326–336.
- Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., Labrousse, B. (2006): Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geology*, 228, 73–91.
- Plummer, L.N., Busenberg, E., Drenkard, S., Schlosser, P., Ekwurzel, B., Weppernig, R., McConnell, J.B., Michel, R.L. (1998): Flow of river water into karstic limestone aquifer – 2. Dating the young fraction in groundwater mixtures in the Upper Floridan aquifer near Valdista, Georgia. *Applied Geochemistry*, 13, 1017–1043.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B. Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A. Kromer, B. McCormac, F.G., Manning, S. Bronk Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2009): Intcal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Yers Cal BP. *Radiocarbon*, 51, 1111–1150.
- Rein, B., (2007): How do the 1982/83 and 1997/98 El Niños rank in a geological record from Peru?, *Quaternary International*, 161, 56–66.
- Richardson, J.B. (1983): The Chira beach ridges, sea level change, and the origins of maritime economies on the Peruvian coast. *Annals of the Carnegie Museum*, 52, 256–275.
- Sandweiss, D.H. (1986): The beach ridges at Santa, Peru: El Niño, uplift and prehistory. *Geoarcheology*, 1, 17–28.
- Sandweiss, D.H., Richardson III, J.B., Reitz, E.J., Rollins, H.B., Maasch, K.A. (1996): Geoarchaeological Evidence from Peru for a 5000 Years B.P. Onset of El Niño. *Science*, 273, 1531–1533.
- Somoza, R. (1998): Updated Nazca (Farallon)–South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 211–215.
- Thouret, J.-C., Wörner, G., Gunnell, Y., Singer, B., Zhang, X., Souriot, T. (2007): Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 263, 151–166.
- Trifunac, M.D. (1990): How to model amplification of strong earthquake motions by local soil and geologic site conditions. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 19, 883–846.
- Tykva, R., Berg, D. (2004): *Man-made and natural radioactivity in environmental pollution and radiochronology*.
- Udías, A. (1999): *Principles of Seismology*. Cambridge University Press.
- Van Balen, R.T., Houtgast, R.F., Van der Wateren, F.M., Vandenberghe, J., Bogaart, P.W. (2000): Sediment budget and tectonic evolution of the Meuse catchment in the Ardennes and the Roer Valley Rift System. *Global and Planetary Change*, 27, 113–129.

- Vera, H., Ordóñez, J. (2006): Balance hídrico superficial de la cuenca del río Chira y Piura. SENAMHI, Lima.
- Viskup, J. (2003): Influence of ground water on seismic wave motion parameters. *Contribution to Geophysics and Geodesy*, 33, 14.
- Volk, C.M., Elkins, J.W, Fandy, D.W, Dutton, G.S., Giligan, J.M., Loewenstein, M., Podoilske, J.R., Chan, K.R., Gunson, M.R. (1997): Evaluation of source gas lifetimes from stratispheric observations. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 102, 25543–25564.
- Weninger, B., Jöris, O. (2008): A ^{14}C age calibration curve for the last 60 ka: the Greenland-Hulu U/Th timescale and its impact on understanding the Middle to Upper Paleolithic transition in Western Eurasia. *Journal of Human Evolution*, 55, 772–781.
- Westaway, R. (2002): Long-term river terrace sequences: Evidence for global increases in surface uplift rates in the Late Pliocene and early Middle Pleistocene caused by flow in the lower continental crust induced by surface processes. *Netherlands Journal of Geosciences*, 81, 305–328.
- Wood, J.D., (1996): The geomorphologic characterization of digital elevation models. PhD. Dissertation, University of Leicester, UK.
- Zoellmann K., Kinzelbach W., Fulda C. (2001): Environmental tracer transport (H-3 and SF6) in the saturated and unsaturated zones and its use in nitrate pollution management. *Journal of Hydrology*, 240, 187–205.

OSTATNÍ CITOVANÉ PODKLADY:

<http://www.hec.usace.army.mil>

<http://www.calpal.de>

Studio definitivo para la reconstrucción y rehabilitación del sistema de defensas contra inundaciones en el bajo Piura. Consorcio Class – Salzgitter, Octubre 2000.

User's Manual HEC-RAS (2000): US Army Corps of Engineering, Hydrologic Engineering Center. River Analysis System, Version 3.0.